

SPIEKER

LANDESKUNDLICHE BEITRÄGE UND BERICHTE

Herausgegeben von der Geographischen Kommission für Westfalen
von Wilhelm Müller-Wille und Elisabeth Bertelsmeier

14

WILHELM MÜLLER-WILLE

Bodenplastik und Naturräume Westfalens

(mit 1 Kartenband)

Festband

1966

Im Selbstverlag der Geographischen Kommission, Münster/Westfalen

ZUM GELEIT

Mit dem vorliegenden Heft 14 unserer Reihe „Spieker, Landeskundliche Beiträge und Berichte“ legt die Geographische Kommission eine Untersuchung ihres 1. Vorsitzenden vor, die vor genau 25 Jahren abgeschlossen wurde. Sie stammt also aus jener Zeit, als die 1936 begründete Kommission unter Leitung ihres damaligen Vorsitzenden Herrn Prof. Dr. Hans Dörries systematisch die landeskundlich-geographische Bestandsaufnahme und Quellenkunde in Westfalen und Niederdeutschland anging. Herr Professor Dr. Müller-Wille, der seinerzeit eine umfassende Darstellung der natürlichen Ausstattung und Beschaffenheit des Raumes Westfalen übernahm und in 5 Teilen plante, habilitierte sich 1941 mit dem 1. Teil „Relief und Gewässernetz in Westfalen“ und veröffentlichte sodann 1942 in den „Westfälischen Forschungen“ eine Zusammenfassung seiner Ergebnisse unter dem Titel „Die Naturlandschaften Westfalens“. Es war der erste Versuch in der Landeskunde, ein größeres Gebiet bis in die kleinsten naturlandschaftlichen Einheiten nach Relief, Gewässernetz, Klima, Boden und Vegetation zu gliedern.

Unabhängig von der Kurzfassung in den „Westfälischen Forschungen“ wurden seinerzeit die einzelnen Teile 1. Relief und Gewässernetz, 2. Klima und Witterung, 3. Pflanzen- und Tierwelt, 4. Bodenart und Bodentyp, 5. Die Naturräume Westfalens für den Druck vorbereitet und sollten unter dem Gesamttitel „Westfalen, die Natur des Landes“ erscheinen. Die Drucklegung des 1. Teiles war bereits bis zur 3. Korrektur gediehen, als der gesamte Satz mit den schon klischierten Karten durch Kriegseinwirkung in der Druckerei vernichtet wurde. Glücklicherweise blieben jedoch Manuskript und Kartenentwürfe erhalten und konnten dann dem Verfasser die Grundlage bieten für die physiogeographische Einleitung zu der mehr kulturgeographisch ausgerichteten Landeskunde „Westfalen, Landschaftliche Ordnung und Bindung eines Landes“, die 1952 erschienen ist.

Der hierin bewußt knapp gehaltene physiogeographische Teil ließ indessen immer wieder den Wunsch laut werden, die gesamte Analyse der physiogeographischen Beschaffenheit im Original und vor allem den grundlegenden 1. Teil mit allen Karten und dem gesamten wissenschaftlichen Apparat den interessierten Kreisen zugänglich zu machen. Die Geographische Kommission nimmt daher den 60. Geburtstag ihres Vor-

sitzenden in diesem Jahre zum Anlaß, die Untersuchung in der Originalfassung zu veröffentlichen. In gemeinsamen Überlegungen mit dem Verfasser haben wir analog unserer Kartenreihe für die Kreisbeschreibungen den Titel der Habilitationsschrift „Relief und Gewässernetz“ abgeändert in „Bodenplastik und Naturräume Westfalens“ und den einzelnen Kapiteln sinngemäß den Aufsatz über die Naturlandschaften als Abschluß und Zusammenfassung angefügt.

Es ist uns Mitgliedern des Vorstandes ein aufrichtiges Anliegen, unserm langjährigen 1. Vorsitzenden auf diese Weise Dank zu sagen für seine intensive landeskundliche Forschung seit Gründung der Kommission im Jahre 1936, für sein erfolgreiches Bemühen um die Wiederaufnahme der Tätigkeit der Kommission seit 1946, für seine ganz vom Vertrauen getragene Zusammenarbeit von Verwaltung, Kommission und Universität, für seine zielstrebige methodische und sachliche Verknüpfung der landeskundlichen Regionalforschung mit allgemein geographischen Fragestellungen und insbesondere für seinen lebhaften, stets anregenden Gedankenaustausch, den er in gewinnender Frische täglich mit Kollegen, Mitarbeitern, Schülern und Studierenden pflegt. In mehreren Publikationsreihen, die auf seine Initiative zurückgehen, werden heute viele Arbeitsergebnisse geographischer Forschung in Münster der Öffentlichkeit vorgelegt und weit über die Grenzen Westfalens hinaus diskutiert.

Wir wünschen dem vorliegenden Heft, daß es allen Lernenden und Lehrenden für Studium und Geländebezug, für Unterricht und Lehre, für Forschung und Raumplanung ein ständiger Begleiter werde. Dem Verfasser selbst möge es als *Festgabe* zum 20. Oktober eine Quelle besonderer Freude sein!

Münster, im September 1966

Für den Vorstand

Dr. Maria Krahnen

Oberstudiendirektorin

W. Alva Lü...

Landesoberverwaltungsrat
Landesplanungsgemeinschaft Westfalen

Dr. Elisabeth Lenz...

Wissenschaftliche Geschäftsführerin
und Referentin

VORWORT

Dem Beschluß des Vorstandes der Geographischen Kommission, eine Untersuchung, die vor 25 Jahren abgeschlossen wurde, heute in der Originalfassung zu veröffentlichen, habe ich verständlicherweise zunächst nur zögernd entsprochen. Denn jede wissenschaftliche Tätigkeit ist ja im Grunde nur ein Versuch, die Vielfalt der Umwelt zu sichten und zu ordnen, und man bleibt stets bemüht, erstmalig beschrittene Wege und gewonnene Vorstellungen wieder zu überprüfen, zu erweitern und zu vertiefen. Indessen hat meine langjährige Mitarbeiterin Frau Dr. Bertelsmeier, die schon vor einigen Jahren das Manuskript mit Text und Karten sichtete, mich davon überzeugt, daß die Untersuchung in ihrer Konzeption und Fassung sachlich und räumlich, methodisch und wissenschaftsgeschichtlich eine Lücke in der landeskundlichen Forschung Westfalens schließt. Bei der gemeinsamen redaktionellen Bearbeitung haben wir unter Wahrung der Originalfassung von Text und Karten folgende Straffungen und Ergänzungen vorgenommen.

Aus der Einleitung ist die Diskussion zum Begriff „Westfalen“ gestrichen.

Die einzelnen Kapitel sind im Abschnitt V um die „Landschaftsgebiete und Naturräume“ aus dem Aufsatz in den Westfälischen Forschungen 1942 erweitert.

An Begriffen sind geändert: Naturlandschaft in Naturraum, Relief in Bodenplastik und dementsprechend Relieftyp in bodenplastischer Raumtyp, sowie Ebenheit in Plattform entsprechend den Begriffen Vollform und Hohlform.

In Anpassung an die 1952 erschienene Landeskunde sind ersetzt: Süderbergland durch Südergebirge, Nordwestsauerland durch Niedersauerland, Ostsauerland durch Kernsauerland, Nordostsauerland durch Nordsauerland, Medebacher Land durch Ost-sauerland, Bergisches Mittelsiegebiet durch Bergisches Sieg-Gebiet;

Lipper Land durch Lipper Bergland, Obere Oberweser-Talung durch Holzmindener Wesertalung, Unteres Oberwesergebiet durch Hameln-Rintelner Wesertalung;

Hellweg durch Hellweggebiet und Emscherland durch Emscher-Gebiet.

An der Westgrenze der Westfälischen Bucht sind ergänzt: Kirchheller Sandplatte, Borken-Bocholter Sandplatte, Issel-Niederung und Vredener Niederung, sowie das Bentheimer Land um die Emlichheimer Niederung und die Uelsener Höhen.

Die seinerzeit entworfenen Karten sind in einem eigenen Band zusammengefaßt, was mit Rücksicht auf einen möglichst einheitlichen Maßstab und das kleinere Endformat eine Reinzeichnung aller Entwürfe erforderte, die unser Zeichner Herr Fistarol ausführte.

Aus dem Manuskriptband „Relief und Gewässernetz“ sind alle Entwürfe übernommen mit Ausnahme der Höhengliedertafel, die erst während der Drucklegung im Karten-Archiv des Institutes wiedergefunden wurde. Aus dem Manuskriptband „Klima und Witterung“ sind 5 Entwürfe (Abb. 10—14) ausgewählt, dagegen ist auf Vegetations- und Bodenkarten aus den Manuskriptbänden 3 und 4 verzichtet; die schon seinerzeit fertiggestellte Karte der Getreidegesellschaften ist neu eingefügt.

Die mit dem Aufsatz (1942) veröffentlichte Karte „Die naturlandschaftliche Gliederung Westfalens“ ist in 2 Einzelkarten aufgelöst, und zwar in eine Namenkarte (Abb. 16a) und in eine Typenkarte (Abb. 16b). Letztere enthält auch klimatische und hypsographische Grenzsaume.

Neu zusammengestellt sind für die einzelnen Naturräume die Abbildungen 20, 22, 26 und 32 mit charakteristischen Profilen.

Die dem Textband beiliegende Großkarte im Maßstab 1 : 500 000 ist um den Unterdruk der von Dr. Hölzel entworfenen bodenplastischen Karte von Westfalen vertieft worden.

Allzuleicht sind wir bei der Drucklegung immer wieder in Versuchung gekommen, neuere Erkenntnisse und Methoden in der Naturlandschaftsforschung und ihren Teildisziplinen zu diskutieren und einzubauen, sowie die eigenen Erfahrungen, Beobachtungen und Vorstellungen seit Abschluß des Manuskriptes auszuwerten und einzufügen. Dies alles ist indessen nicht geschehen, und daher konnte auch die Literaturzusammenstellung in ihrer ursprünglichen Form und in dem Stand von 1941 unverändert beibehalten werden.

So bin ich trotz anfänglichen Zögerns und immer wieder auftauchender Bedenken am Ende doch dankbar und froh, daß ein Abschnitt meines wissenschaftlichen Tuns auf diese Weise wieder vor mir erstand und in dieser Form der Veröffentlichung zu einem gewissen Abschluß gekommen ist.

Münster, im Oktober 1966

Wilhelm Müller-Wille

INHALT

	Seite
Einleitung	1
Begriffe und Aufgabe 1 — Die Stoffkreise und ihre Rangordnung 4 — Das Gebiet und seine Grenzen 7 — Stand der Forschung 8 — Allgemeine Einordnung und Übersicht 11	
1. Kapitel: Das Südergebirge	15
I. Name und Grenzen	15
Grenzen 15 — Bezeichnung 17	
II. Untergrund und Bau	18
Der Siegerländer Block 18 — Das westsüderbergische Synklinorium 19 — Die carbonische Saumtiefe 21 — Das ostsüderbergische Synklinorium 22	
III. Relief und Geländeformen	23
a. Höhenlage und Landformung	23
Höhenverhältnisse 23 — Landformung 23 — Faltenrumpf 24 — Kippung 25	
b. Großstufen und Flächen	26
Steilhänge und Stockwerkbau 27 — Der Rothaarblock und seine Flächen 29 — Deutung 30 — Der Sockel und seine Flächen 31 — Die morphologischen Höhenstufen 34	
c. Vollformen und Hohlformen	35
Höhenrücken 35 — Längsrücken 35 — Querrücken 39 — Deutung 39 — Kammern 41 — Flachmulden 42 — Längssenken und Becken 42	
IV. Flußnetz und Zertalung	44
a. Das Gewässernetz	44
Anordnung und Wasserscheiden 44 — Ostabdachung 45 — Südabdachung 47 — Nordabdachung 47 — Westabdachung 51 — Gewässernetz und Naturräume 54	
b. Die Zertalung	55
Talformen: Muldental 55 — Kerb- oder Schluchttal 55 — Sohlental 56 — Engtal 56 — Terrassensohlental 58 — Talformen und Naturräume 63 — Bergformen: Rückenberg 64 — Plateauberg 64 — Kuppenberg 64 — Kammberg 64 — Reliefenergie 65	
V. Bodenplastik und Naturräume	68
a. Die bodenplastischen Raumtypen	68
Vollformen 68 — Hohlformen 69 — Plattformen 69 — Das bodenplastische Gefüge 69	
b. Die Höhenstufen	70
Dachstufe 70 — Untere Rumpfhöhen 70 — Obere Hochböden 70 — Untere Hochböden 71	
c. Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume	71
Astengebirge (1) 71 — Wittgensteiner Land (2) 73 — Ostsauerland (3) 74 — Siegerland (4) 76 — Nordsauerland (5) 77 — Kernsauerland (6) 78 — Westsauerland (7) 80 — Südsauerland (8) 82 — Niedersauerland (9) 84 — Niederbergisches Land (10) 85 — Mittelbergisches Land (11) 86 — Oberbergisches Land (12) 88 — Bergisches Sieggebiet (13) 89	
2. Kapitel: Das Weserbergland	90
I. Zuordnung und Stellung, Grenzen und Name	90
Niederdeutsches Berg- und Hügelland 90 — Gliederung 92 — Grenzen 94 — Bezeichnung 95	

	Seite
II. Bau und Untergrund	96
Die Sattelachsen: Solling-Pyrmont-Piesberg 96 — Egge-Osning 100 — Elfasachse 102 — Hameln-Holtener Sattel 102 — Limbergachse 102 — Die Zwischengebiete: Solling-Egge 102 — Pyrmont-Osning 103 — Pyrmont-Elfas 103 — Ravensberg 103 — Osnabrück 104 — Die Gesteine und ihr morphologischer Wert 105 — Die stratigraphisch-tektonischen Gebiete 106	
III. Relief und Geländeformen	107
a. Höhenlage und Reliefenergie	107
Allgemeine Höhenverhältnisse 107 — Oberland 107 — Unterland 107 — Reliefenergie 107	
b. Die großen Geländeformen	108
Steilhänge 108 — Schichtrippen 114 — Bergebenen 115 — Höhenstufen 115 — Senken 116 — Flachmulden 116 — Talbecken und Talwannen 117 — Alter und Entstehung 118	
c. Die quartären Deckschichten und ihre Formen	120
Südgrenze der Vergletscherung 120 — Grundmoräne und Geschiebelehm 120 — Kies- und Sandkuppen 121 — Sander 123 — Löß 123 — Dünen und Moore 124	
IV. Flußnetz und Täler	124
a. Das Gewässernetz	124
Wasserscheiden 124 — Die Weser: Verlauf 125 — Tal 126 — Abschnitte 127 — Die Nebenflüsse: Wasserscheiden 128 — Grundriß 128 — Flußdichte 130	
b. Die Täler und ihre Formen	131
Terrassenohental 131 — Engtal 132 — Schluchttal 132 — Trockental (Siek) 132	
V. Bodenplastik und Naturräume	133
a. Die bodenplastischen Raumtypen	133
Vollformen 133 — Hohlformen 133 — Plattformen 133 — Das bodenplastische Gefüge 134	
b. Die Höhenstufen	135
Oberland 135 — Unterland 135	
c. Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume	137
Oberwälder Land (1) 137 — Pyrmonter Land (2) 140 — Lipper Bergland (3) 141 — Ravensberger Land (4) 142 — Osnabrücker Land (5) 144 — Tecklenburger Land (6) 146 — Holzmindener Wesertalung (7) 148 — Hameln-Rintelner Wesertalung (8) 148	
3. Kapitel: Die Westfälische Bucht	151
I. Name und Zuordnung, Grenzen und Gliederung	151
Bezeichnung 151 — Zuordnung 151 — Grenzen 153 — Gliederung 153	
II. Untergrund und Bau	156
Die obere Kreide: Grenzen 156 — Einteilung 156 — Stratigraphische Gebiete 157 — Lagerung der Schichten 158 — Gesteine: Cenoman 161 — Turon 162 — Emscher 162 — Senon 162	
III. Relief und Geländeformen	164
a. Die großen Geländeformen	165
Hänge und Ebenheiten 165 — Flachmulden und Talungen 173 — Morphographische Raumgliederung 180	
b. Die quartären Deckschichten und Formen	181
Vergletscherung 181 — Kiessandkuppen und -rücken 181 — Grundmoräne 183 — Sandablagerung 184 — Löß 185 — Decksande 186 — Dünen 186 — Moore 190	

	Seite
IV. Gewässer und Täler	192
a. Flußnetz	192
Wasserscheiden 192 — Flußgebiete 194 — Raumordnende Bedeutung 200	
b. Die Täler und ihre Formen	201
Terrassensohlfental 201 — Engtal 202 — Muldental 202 — Kerbtal 203 — Wannental 203	
c. Flußdichte	203
d. Wasserführung	204
V. Bodenplastik und Naturräume	204
a. Die bodenplastischen Raumtypen	205
Vollformen 205 — Plattformen 205 — Hohlformen 205 — Das bodenplastische Gefüge 206	
b. Die Höhenstufen	206
Tiefstufe 206 — Unterstufe 206 — Oberstufe 206	
c. Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume	207
Billerbecker Land (1) 208 — Beckumer Land (2) 210 — Lüdinghauser Land (3) 211 — Paderborner Hochfläche (4) 212 — Hellweggebiet (5) 213 — Emscher-Gebiet (6) 216 — Südwestmünsterland (7) 217 — Nordwestmünsterland (8) 218 — Ostmünsterland (9) 219	
4. Kapitel: Das Westfälische Tiefland	222
I. Name, Einordnung und Grenzen	222
Bezeichnung 222 — Niederdeutsches Geestland 222 — Gliederung 223 — Naturräume 225	
II. Untergrund und Bau	225
Grenze Tertiär / Kreide 226 — Die Kreidegebiete: Bentheimer Gebiet 226 — Mindener Gebiet 227 — Die Tertiär-Gebiete: Diepholz-Nienburger Gebiet 231 — Bersenbrücker Gebiet 232 — Ems-Vechte-Gebiet 233 — Die quartären Ablagerungen 235	
III. Relief und Geländeformen	237
a. Höhenlage und bodenplastisches Gefüge	237
Allgemeine Abdachung 237 — Geripplinien und bodenplastische Gliederung 238	
b. Die großen Geländeformen	241
Schichtrippen, Kleihügel und Mulden: Bentheimer Gebiet 241 — Mindener Gebiet 242 — Stauchmoränen und Becken: Ems-Vechtegebiet 242 — Hase-Hunte-Gebiet 245 — Große Aue-Gebiet 247 — Wesergebiet 247 — Deutung 248 — Altersstellung 251	
c. Die jungen Deckschichten und ihre Formen	253
Sandplatten und Sandniederungen 253 — Löß- und Flottsandplatten 254 — Flugsand- und Dünenfelder 255 — Moorniederungen 257	
IV. Gewässer und Täler	262
Wasserscheide Ems-Weser 262 — Das Vechtegebiet 262 — Das Mittel-Emsgebiet 264 — Oberes Mittelweser-Gebiet 269 — Das Huntegebiet 272	
V. Bodenplastik und Naturräume	274
a. Die bodenplastischen Raumtypen	274
Vollformen 274 — Hohlformen 274 — Plattformen 274 — Das bodenplastische Gefüge 275	
b. Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume	276
Bentheimer Land (1) 276 — Plantflüner Land (2) 277 — Lingener Land (3) 278 — Bersenbrücker Land (4) 278 — Diepholzer Land (5) 279 — Mindener Land (6) 280 — Barenburger Land (7) 282	
Rückblick und Zusammenschau	285
Literatur	290

Tabellen

	Seite
1. Gliederung der Flächen nach verschiedenen Autoren	28
2. Gliederung der Terrassen nach verschiedenen Autoren	58/59
3. Relieftypen und Höhenstufen des Südergebirges	70
4. Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen im Südergebirge	72
5. Morphologischer und hydrographischer Wert der Gesteine im Weserbergland	104
6. Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen im Weserbergland	134
7. Relieftypen und Höhenstufen des Weserberglandes	135
8. Klimadaten des Weserberglandes	143
9. Gliederung der Westfälischen Bucht nach verschiedenen Autoren	154
10. Bodenart und Relieftyp in der Bucht	206
11. Landschaftsgebiete, Relieftyp und Bodenart in der Westfälischen Bucht	207
12. Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen in der Westfälischen Bucht	208
13. Klimadaten des Hellweggebietes	215
14. Klimadaten des Ostmünsterlandes	221
15. Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen im Westfälischen Tiefland	275
16. Bodenplastische Räume und wichtige Relieftypen	286
17. Die Naturräume Westfalens. Gefüge und Zuordnung	288

ABBILDUNGEN 1-32 / Kartenband

Westfalen

1. Die großen Naturräume und ihre regionale Zuordnung
2. Tektonisch-stratigraphische Gliederung und Einordnung
3. Erdgeschichtliche Formationen und Schichten (ohne Quartär)
4. Geologische Bauelemente und Strukturen
5. Die großen Geländeformen
6. Gewässernetz und Wasserscheiden
7. Die relativen Höhenunterschiede (Reliefenergie)
8. Diluviale Ablagerungen und Formen (ohne Talsande)
9. Moore und Dünen
10. Jahresmenge des Niederschlags 1890—1930
11. Die Luv- oder Staubegebiete (nach Niederschlagsüberschuß)
12. Die Lee- oder Föhngebiete (nach Niederschlagsdefizit)
13. Die Monate der höchsten Niederschlagsmenge 1890—1930
14. Die Monate der niedrigsten Niederschlagsmenge 1890—1930
15. Getreidegebiete um 1940, Anteil der Leitpflanze an der Getreidefläche
- 16a. Naturräume, Landschaftsgebiete und Kleinräume in Westfalen
- 16b. Bodenplastische Raumtypen in Westfalen

Südergebirge

17. Höhenlage der unzertalten Oberfläche
18. Flußnetz, Schwellen und Niveaus
- 19a. Einzugsbereiche der Flüsse
- 19b. Bergformen des Südergebirges
20. Landschaftsgebiete und Höhenprofile des Südergebirges

Weserbergland

21. Der westfälische Osningbogen in 4 Profilen
a) Tecklenburger Typ, b) Osnabrücker Typ, c) Bielefelder Typ, d) Detmolder Typ
22. Landschaftsgebiete und Höhenprofile des Weserberglandes

Westfälische Bucht

23. Beschaffenheit der oberen Kreideschichten
24. Flachmulden und Talungen
- 25a. Bau und Schichten der Beckumer Höhen
- 25b. Geländeformen der Beckumer Höhen
26. Landschaftsgebiete und Höhenprofile der Bucht

Westfälisches Tiefland

27. Höhenlage der Schichten Profil Stemmer Berge — Wildeshausen
28. Orographische Geripplinien
29. Geologischer Bau der Dammer Berge
30. Das Rehburger Stadium
- 31a. Die Stadien der Saalevereisung (Deutungen nach Wegner)
- 31b. Die Stadien der Saalevereisung (Deutungen nach Burre u. a.)
32. Landschaftsgebiete und Höhenprofile des Westfälischen Tieflandes

Einleitung

Begriffe und Aufgabe. Seit Alexander von Humboldt hat die geographische Wissenschaft immer mehr in der Landschaft ihren eigentlichen Forschungsgegenstand erkannt. Wohl verlor man zeitweilig dieses Ziel ein wenig aus den Augen, aber von den führenden Geographen wurde es nie geleugnet und in manchen methodischen Schriften erörtert. Besonders intensiv forderte man seit der Jahrhundertwende den Aufbau einer „Landschaftskunde, deren Aufgabe darin bestehen sollte, die Landschaften der Erde nach Gestalt und Struktur, nach ihren räumlichen und zeitlichen Erscheinungsformen und endlich nach der Einreihung in bestimmte Kategorien zu untersuchen und darzustellen“¹⁾. Trotzdem sind die wirklichen Ergebnisse der Landschaftsforschung, gemessen an den Forderungen, verhältnismäßig gering. Das hat verschiedene Gründe. So ist zunächst das Objekt, die Landschaft, nach Inhalt und Umgrenzung nicht leicht zu bestimmen; denn sie ist nicht, wie man manchmal gern annehmen möchte, ein organisches und damit festumrissenes Gebilde, sondern sie setzt sich aus zahlreichen Elementen sehr verschiedener Herkunft, Funktion und Verbreitung zusammen. Zum andern sieht, empfindet und beurteilt der jeweilige Beobachter das Wesen einer Landschaft nach sehr verschiedenen Gesichtspunkten. Der naive Zuschauer, der betrachtende Künstler, der beobachtende Wissenschaftler, sie alle nähern sich der Landschaft mit Voraussetzungen und Blickrichtungen, die nur selten übereinstimmen. So erklärt es sich auch, daß nicht nur im gewöhnlichen Sprachgebrauch, sondern auch in der wissenschaftlichen Terminologie der Begriff „Landschaft“ sehr verschieden benutzt wird.

Am folgerichtigsten hat Otto Schlüter²⁾ den Begriff entwickelt. Für ihn ist Landschaft „das Anschauliche, das Sichtbare, das sinnlich Wahrnehmbare der Erdoberfläche“. Dieser physiognomischen Auffassung schließt sich auch Penck³⁾ an, und ebenso liegt sie der von Hassinger wiederholt gegebenen Definition zugrunde. Damit ist zugleich ein leitender Gesichtspunkt für die Abgrenzung der einzelnen Landschaft gegeben: sie ist, um mit den Worten Hassingers⁴⁾ zu sprechen, ein geschlossenes Gebiet mit bestimmter Physiognomie und „umfaßt somit über unsern jeweiligen Gesichtskreis hinaus all die Gegenden, die noch denselben Landschaftscharakter in physiognomischer Hinsicht besitzen“⁵⁾.

Mit dieser Bestimmung sind aber auch die Schwierigkeiten angedeutet, die für eine wissenschaftsgerechte Erfassung bestehen. Zwar ist die Landschaft eine physiognomische Einheit, aber ihre einmalige Erscheinung erwächst aus dem Zusammenspiel sehr verschiedener Elemente, die ihren Ursprung im physikalischen (Oberflächengestalt, Gewässer, Klima, Boden), im biotischen (Vegetation und Fauna) und im anthropogenen Bereich haben, die somit auch verschiedene Funktionen erfüllen und verschiedenen Regeln und Gesetzmäßigkeiten unterliegen⁶⁾. Zweitens stehen

1) Hassinger, Anthropogeographie, 1939, 101.

2) Schlüter, Geographie des Menschen, 1906, 1919 und Erdkunde, 1920.

3) Penck, Geographie, 1928.

4) Hassinger, Landschaft, 1937.

5) Waibel, Landschaftskunde, 1933.

6) Hassinger betont als vierten Faktor besonders die Lage. Nach ihm ist das Landschaftsbild, „das Produkt der zusammenwirkenden und untereinander in den mannigfaltigsten Wechselbeziehungen stehenden geographischen Faktoren, die sich in die drei Gruppen der in einem Raum kraft seiner Ausstattung mit Dingen und Menschen wirkenden physisch-geographischen (mit Einschluß der biographischen, von mir eingefügt), der anthropo-(kultur-)geographischen und der durch die Lagebeziehungen dieses Raumes ausgelösten Faktoren teilen lassen“ (Hassinger, Wesen Europas, 1917, 472.)

die einzelnen Elemente einer Landschaft zwar in einem inneren, wechselseitigen Verhältnis, doch ist dieser Zusammenhang nicht auf den ersten Blick erkennbar. Und drittens beschränken sich die Elemente und ihre Formen nicht nur auf eine einzelne Landschaft, sondern sie können in der gleichen Form auch Bestandteile einer anderen Landschaft bilden, aber dort grundsätzlich andere Bindungen eingehen. So sind also nicht die Elemente oder Merkmale allein entscheidend, sondern es kommt auf die jeweilige Vergesellschaftung an, die *Merkmalsskombination*⁷⁾, die das Gefüge einer Landschaft ausmacht. Weder die Merkmale in ihren Formen und Beziehungen, ihren räumlichen und zeitlichen Ordnungen, noch die Merkmalskombinationen sind a priori gegeben. Vielmehr müssen sie erst gefunden werden. So bleibt trotz mancher Einwände — und ich folge hier ganz und gar Hassinger — in der geographischen Wissenschaft der analytische Forschungsweg, ausgehend von den Einzelelementen, notwendig.

Die erste Aufgabe ist, die Elemente nach Form, Verbreitung und nach ihren Beziehungen zu erkennen. Dabei entspricht es der Zielsetzung, daß die ausgewählten Elemente nicht nur „sichtbar und greifbar“, das heißt physiognomisch faßbar sind, sondern daß sie auch für das Landschaftsbild Bedeutung haben. Sie müssen also „eine gewisse Flächengröße besitzen oder im Geiste flächenhaft zusammengefaßt werden“⁸⁾. Erst dadurch werden sie zu Landschaftselementen, zu physiognomisch wichtigen Erscheinungsgruppen⁹⁾. Aus ihrer Betrachtung läßt sich dann zweitens unter Beachtung der Formenbereiche eine vorläufige, nur vom Einzelelement ausgehende räumliche Differenzierung eines Gebietes ableiten (nach Relieftypen, Klimatypen, Bodenarten und Bodentypen, Vegetationstypen usw.). Erst aus der Überdeckung der Areale der verschiedenen Typen ergeben sich drittens die tatsächlich vorhandenen Merkmalskombinationen; und das führt dann endlich zu einer Bestimmung der Landschaften nach Inhalt und Ausdehnung. Eine solche landschaftliche Gliederung befriedigt um so mehr, je mehr Areale geographischer Erscheinungen zur Deckung gebracht werden können und je weniger die Grenzen der so gefundenen Landschaften von den Verbreitungsgrenzen der einzelnen Elemente abweichen¹⁰⁾.

Aus der Begriffsbestimmung der Landschaft als einer Vergesellschaftung von zahlreichen Elementen ergeben sich noch einige wichtige Folgerungen und Aufgaben. Schon aus der Tatsache, daß im Landschaftsbild Natürliches und Menschliches innig verflochten sind, leitet sich ab, daß man nicht eines von ihnen herauslösen darf, um es zum Kriterium der Beurteilung, Wertung und Gliederung des Ganzen zu machen. Anders ausgedrückt, es sind bei einer landschaftlichen Gliederung die physisch-geographischen und die bio- und kulturgeographischen Erscheinungen in gleicher Weise zu berücksichtigen. Damit gelangen wir zugleich zu der Feststellung — besonders im Hinblick auf die kultur- und biogeographischen Faktoren —, daß die Landschaften nach Inhalt und Abgrenzung veränderlich sind¹¹⁾. Landschaftskundliche Gliederungen sind also zeitbedingt, ihre Grenzen und ihre Inhalte sind nicht stabil, sondern im Laufe der Geschichte verschiebbar und veränderlich. Von entscheidendem Einfluß ist dabei neben den wechselnden Lagebeziehungen das allmähliche oder ruckweise Eindringen menschlicher Kulturwerke in den physikalischen Bereich und

7) Hassinger, Landschaft, 1937.

8) Schlüter, Erdkunde, 1920, 215. — Den gleichen Gesichtspunkt findet man schon bei A. v. Humboldt. In seinen Ideen zu einer Physiognomik der Gewächse führt er aus, daß zur Bestimmung der Typen, von deren individueller Schönheit, Verteilung und Gruppierung die Physiognomie der Vegetation eines Landes abhängt, man nicht (wie in den botanischen Systemen aus anderen Beweggründen geschieht) auf die kleinsten Fortpflanzungsorgane, Blütenhüllen und Früchte, Rücksicht nehmen muß, sondern nur auf das, was durch Masse den Totaleindruck einer Gegend individualisiert. (Humboldt, Ansichten der Natur, 1807, wiederherausg. v. Bölsche, 226.)

9) Creutzburg, Kulturlandschaften, 1928, 412.

10) Hassinger, Wesen Europas, 1917.

11) Vgl. Hassinger, Wesen Europas, 1917, 476.

die damit eng verbundene Umgestaltung der biotischen Erscheinungen, der Pflanzen- und Tierwelt. Das kann sogar so weit führen, daß natürliche Elemente weitgehend von kulturellen verdrängt werden und letztere die Landschaft beherrschen. Diesem Wandel in dem Bild der Landschaften hat die bisherige geographische Forschung insofern Rechnung getragen, als sie je nach dem Vorwalten eines Erscheinungskreises von Natur-, Kultur- oder Wirtschaftslandschaft spricht und nach der zeitlichen Folge die Urlandschaft von der historischen und der gegenwärtigen Landschaft unterscheidet.

Im Mittelpunkt der vorliegenden Untersuchung steht ganz allgemein die Naturlandschaft, der *Naterraum*. Der Inhalt ist durch den Gesteinsaufbau (Lithosphäre), die Oberflächengestalt (Relief), das Klima (Atmosphäre), den Wasserhaushalt (Hydrosphäre), die Bodendecke (Pedosphäre) und die Pflanzen- und Tierwelt (Biosphäre) gegeben. Aus dem Zusammenwirken dieser Stoffkreise erwächst der jeweilige Naturraum als physiognomische Erscheinung (Landschaftsbild) und als dynamisches Kräftefeld (Leistungsplan). Auszuscheiden ist m. E. der Mensch mit seinen Einwirkungen¹²⁾. Obgleich man ihn auch zur Biosphäre rechnen kann, so sind doch seine Handlungen aus anderen Motiven erwachsen als die der Tier- und Pflanzenwelt. Seine Maßnahmen, mögen sie nun entspringen aus seiner landwirtschaftlichen, gewerblichen oder industriellen Arbeit oder aus seiner kolonisatorischen, rodenden oder siedelnden Tätigkeit, sind so umfassend und einschneidend, daß durch sie aus der Naturlandschaft allmählich oder sprunghaft eine neue Landschaft, die Kulturlandschaft, geformt wird. Der Mensch schafft sich seinen Lebens- und Wirkungsraum, indem er im wahrsten Sinne des Wortes mit manchen natürlichen Erscheinungen aufräumt.

Aus dieser Bestimmung des Begriffes Naturlandschaft¹³⁾ oder Naturraum als eine unter den heutigen natürlichen Bedingungen erwachsene Landschaft ohne eine vergangene und gegenwärtige Einwirkung des Menschen ergeben sich zahlreiche wichtige Folgerungen. Nirgends begegnet uns in Nordwestdeutschland und darüber hinaus eine derartige vom Menschen unberührte Landschaft, allenthalben ist das naturgegebene Bild verwischt und verzeichnet. Um die Naturlandschaft zu erfassen, muß man eine nicht mehr vollständig zu beobachtende Landschaft konstruieren, den *theoretischen Naturraum*.

Das gilt auch bei der Erforschung der Urlandschaft und der historischen Landschaft. Während man bei der Urlandschaft fragt: Wie sah die Landschaft kurz vor dem Eindringen des wirtschaftenden und siedelnden Menschen aus?, lautet die Frage bei der Naturlandschaft: Wie würde die gegenwärtige Landschaft bei den jetzigen natürlichen Bedingungen ohne jeglichen Eingriff des Menschen aussehen? Ur- und Naturlandschaft unterstehen also wohl denselben gestaltenden natürlichen Kräften und Landschaftsbildnern, nur ist die Urlandschaft die tatsächlich vorhanden gewesene Naturlandschaft einer vergangenen Epoche¹⁴⁾, die je nach dem Eintritt des Menschen in den einzelnen Gebieten verschieden weit zurückliegen kann. Dagegen ist die Naturlandschaft der Gegenwart, die sich ohne den Einfluß des Menschen aus der Urlandschaft entwickeln würde, unvollständig und in ihrer Gesamtheit nicht mehr durch Beobachtung ganz zu erfassen. Überspitzt formuliert: die Naturlandschaft ist in gewisser Weise eine „gedachte“ Landschaft.

12) Die hier gegebene Definition Naturlandschaft deckt sich also nicht ganz mit der von Gradmann (Das harmonische Landschaftsbild, 1924, 131, Anm. 1 und 2), der unter Naturlandschaft eine lediglich nach physisch-geographischen Gesichtspunkten abgegrenzte Landschaft oder nur deren physisch-geographische Erscheinung verstehen will, die aber unter Umständen von Menschen mit bedingt sein können.

13) Zu vermeiden ist der Begriff natürliche Landschaft, der einen ganz anderen Sinn hat (vgl. Hettner, Die Geographie, 1927), und der nach Ansicht von Waibel (Landschaftskunde, 1933, 198) ganz aufgegeben werden sollte, da er immer wieder zu großer Verwirrung führt.

14) Dörries, Nordwestdeutschland, 1939.

Daß sich die einstige Urlandschaft nicht zur gegenwärtigen Naturlandschaft entwickelte, ist, wie schon hervorgehoben, auf den Menschen zurückzuführen, der die natürliche Entwicklung umbog und die historischen Kulturlandschaften der verschiedenen Epochen schuf, die zu der gegenwärtigen Kulturlandschaft führten. Will man also — und das ist für die Durchführung meiner Aufgabe sehr wichtig — die heutige Naturlandschaft konstruieren, dann sind auch die Ergebnisse der bisherigen Urlandschaftsforschung und der historischen Kulturlandschaftsforschung zu berücksichtigen. Schon aus diesem Grunde ist die Einheit der geographischen Forschung zu wahren und zu erhalten, wenn sie auch noch so viele Teildisziplinen benötigt. Ihre Erkenntnisse dienen letzten Endes alle dem einen Ziele, die Landschaft in ihren verschiedensten Ausprägungen und in ihrer zeitlichen Abfolge zu erfassen, zu beschreiben und zu deuten.

Die Stoffkreise und ihre Rangordnung. Von den Stoffkreisen, die das Wesen oder, wie man heute auch sagt, das Gefüge bzw. den Plan einer natürlichen Raumeinheit ausmachen, sind Untergrund, Oberfläche und Klima durch den Menschen nur in geringem Umfange zu verändern. Ihre natürlichen Erscheinungsformen lassen sich heute noch beobachten, und die geringen menschlichen Zutaten sind bei ihnen ohne weiteres abzustreichen. Auch bei der Hydrosphäre sind die großen, natürlichen Züge noch gut abzulesen, wenn auch durch Drainage, Begradigung und Dammbau manche Veränderungen der Natur vorgenommen wurden.

Besonders schwierig liegen die Verhältnisse bei den Boden- und Vegetationsformationen. Die Vegetation wurde seit Jahrtausenden durch den Menschen weitgehend umgestaltet. Durch Rodung schuf er innerhalb der ursprünglichen Walddecke offene Flächen, Ackerland und Wiesen, durch seine Vieh- und Waldwirtschaft lichtete er den Baumbestand, vernichtete bestimmte Baumarten, schützte begehrtere, aber wenig vorhandene Holzarten und verbreitete sie auf Kosten „nutzloser“ Bäume, brachte neue Pflanzen mit anderen Wirkungen auf seine Wirtschaftsflächen und entwickelte so aus den ehemaligen Naturformationen die Kulturformationen der Jetztzeit. Dieser tiefeinschneidende Wandel in der Vegetation und, das sei angefügt, in der Tierwelt blieb nicht ohne Folgen für den Boden und seinen Haushalt. Hier, in der Niederung, hob sich beim Verschwinden der wasserbegierigen Baumarten der Grundwasserstand: der Boden vernäßte; dort, am Berghang, verlor der Boden seinen schützenden Halt, rutschte und wanderte in die Tiefe; hier trafen die niederschlagenden Regen den entblößten Boden, verklebten und verschmierten die Oberschicht, und dort siedelte eine kümmerliche Strauchvegetation, bei der die Sonnenstrahlen ungehindert auf den Boden fallen konnten, und die selbst so viel Rohhumus erzeugte, daß der Boden immer mehr versauerte. Mannigfaltig sind also die Beziehungen zwischen den Veränderungen von Vegetation und Boden, so daß Ursache und Wirkung oft schwer zu trennen sind. Daneben können auch andere Faktoren den Charakter des Bodens ändern; denn er unterliegt nicht nur dem Klima und der Vegetation, sondern auch dem Grundwasserstand, dem Gestein und dem Relief, und ebenso wichtig ist der Mensch. Er ändert nicht nur durch die erwähnten Eingriffe die wesentlichen Bodenfaktoren, sondern er kann sogar vollständig neue, künstliche Bodentypen entwickeln.

Dennoch besteht zwischen den beiden Stoffkreisen hinsichtlich der Stärke der Änderungen ein wesentlicher Unterschied. Die Pflanzenwelt kann, besonders im Hinblick auf die Baumarten des Waldbestandes, grundsätzlich abgewandelt werden. An Stelle von natürlichen Buchenwäldern beherrschen heute Fichtenforsten und degradierte Eichen-Birken-Wälder das Südergebirge, und in den sandigen Ebenen der Bucht und des Tieflandes stocken heute Kiefern mit ihren Begleitpflanzen, wo einst sich ausgedehnte Heiden ausbreiteten, an deren Stelle wiederum ohne die Eingriffe

des Menschen und seiner Wirtschaft von Natur aus Eichen-Birkenwälder wachsen würden. Dagegen ist beim Boden das entscheidende Ausgangsmaterial eng an das Muttergestein gebunden. Die Gesteinsschichten bilden die weitgehend unveränderliche Grundlage für die sogenannten Bodenarten, die man nach der Korngröße bestimmt (Ton, Lehm, Sand, Kies usw.). Was beim Boden hingegen verändert werden kann, ist das Profil, der Bodentyp. So kann z. B. unter der wirtschaftlich bedingten Heide aus einem rostfarbenen Waldboden allmählich in den oberen Schichten ein Heidebodenprofil sich entwickeln mit einem breiten, hellgrauen Auswaschungs-(Bleich-) Horizont und einem festen, rostfarbenen, harten Einwaschungs-(Ortstein-) Horizont. Doch auch diesen Änderungen sind durch die Bodenart gewisse Grenzen gesetzt, und sie können nicht beliebig ausgeweitet werden. Das gilt auch in gewisser Weise für die Umwandlungen der Pflanzengesellschaften; denn auch hier werden wiederum durch die Bodenart Schranken gesetzt, die der Mensch nicht ungestraft überspringen darf. Daher hat, das sei schon hier betont, gerade die Bodenart für die Charakterisierung einer Naturlandschaft sehr große Bedeutung, was man vor allem bei der Namengebung beachten sollte.

Schon aus diesen Andeutungen geht hervor, daß aus den heutigen Zuständen eine Erfassung der natürlichen Pflanzengesellschaften und der natürlichen Bodentypen nicht ohne weiteres möglich ist. Wir müssen immer bedenken, daß wir es bei den heutigen Erscheinungen stets oder doch meistens mit Nutzformationen zu tun haben, seien es nun anthro-po-zoogen bedingte Pflanzenformationen oder Nutzbodentypen. Zwar entfernen sich innerhalb der beiden Naturreiche die einzelnen Formationen verschieden weit von den natürlichen Gegebenheiten, so daß es immer noch möglich ist, aus Relikten die Naturformationen abzuleiten; aber trotzdem muß man sich stets vor Augen halten, daß die von menschlichen Werken und Tätigkeiten vollständig unbeeinflussten Naturbodentypen und Naturpflanzengesellschaften heute sehr selten sind.

In der Pflanzengeographie hat man schon seit langem dieses Problem erkannt und verfolgt. Hier sind Begriffe wie Natur- und Kulturformation, neben die wir entsprechend der Urlandschaft auch noch die Urformation stellen können, seit längerer Zeit üblich. Dabei hat der Begriff „Naturformation“ durch den Klimaxbegriff eine besondere Note erhalten. Während unter Naturformation ganz allgemein jene Pflanzengemeinschaft verstanden wird, die den heutigen natürlichen Gegebenheiten am besten entsprechen würde und die aus der natürlichen Entwicklung abzuleiten ist, versteht man unter Klimaxformation jenen Endzustand, dem die Pflanzenwelt innerhalb eines bestimmten Klimabereiches zustrebt und den sie auf dem Wege bestimmter Sukzessionen zu erreichen versucht. Diese Auffassung hat nicht überall Anklang gefunden. Zudem hat sich gerade in jüngster Zeit unter dem Einfluß der verschiedenen soziologischen Schulen eine derartige Fülle von Bezeichnungen und Unterscheidungen für Pflanzengesellschaften gebildet, daß es oft schwer ist, durch diese Nomenklatur hindurchzufinden. So ist gerade die Darstellung der natürlichen Pflanzengesellschaften ein außergewöhnlich schwieriges Unterfangen. Auch fehlen in Westfalen in dieser Hinsicht Spezialuntersuchungen, die sich nicht nur auf die soziologische Fragestellung einlassen, sondern auch den menschlich bedingten Wandlungen der Vegetation in wirtschaftshistorischen und -geographischen Untersuchungen nachspüren. Daraus ergibt sich für uns die Folgerung, daß gerade eine Charakteristik der Naturräume nach der Vegetation, sosehr sie auch in den neuesten, methodischen Schriften vertreten und gefordert wird, vorerst unterbleiben muß. Dennoch darf die Vegetation nicht vernachlässigt werden, und es gibt auch Mittel und Wege, um die natürliche vegetationskundliche Gliederung des westfälischen Raumes aufzeigen zu können.

Auch in der Bodenforschung ist allgemein der Unterschied zwischen Nutzboden- (Kulturboden-) Typ und Naturbodentyp bekannt und anerkannt, wobei man in letzterem Falle gemeinhin von Urboden spricht. Doch lehnt man hier den in der Pflanzengeographie entwickelten Klimaxbegriff ab. Nach Auffassung der besonders von Stremme aufgebauten Schule ist der Bodentyp in einer dauernden Entwicklung, die wohl einem Endzustand zustrebt, die aber nicht durch das Klima allein, sondern durch ganz verschiedene Faktoren bestimmt wird. Letztere können sich innerhalb eines einheitlichen Klimagebietes so verschieden auf die Bodenbildung auswirken, daß statt einer gleichsinnigen Entwicklung auf einen Endzustand hin ein Auseinanderstreben beobachtet werden kann. Schon wegen dieser verschiedenen Einstellung der einzelnen Forscher war es notwendig, Boden und Vegetation getrennt zu behandeln, um die eventuell auftretenden Probleme klarer herauszustellen und nicht, wie es heute oft geschieht, Beziehungen anzunehmen, wo sie erst nachzuweisen sind.

Versucht man rückblickend die einzelnen Stoffkreise in ihrer Bedeutung für die Aufstellung naturräumlicher Einheiten zu werten, so sind nach dem bisherigen Stand der Forschung an erster Stelle zu nennen Relief, Gestein, Klima, Gewässer und Bodenart, während die Vegetation und der Bodentyp wohl zu beachten sind, aber ihrer einwandfreien Darstellung noch manche Schwierigkeiten entgegenstehen. Diese Tatsache erscheint bedauerlich, und man könnte annehmen, daß damit eine Erfassung der Natur des Landes und seiner Naturräume in Westfalen noch nicht möglich sei. Dem ist aber nicht so. Zwar ist es grundsätzlich richtig, wenn man für die Charakteristik der Landesnatur und für die Bestimmung und damit auch für die Grenzziehung der natürlichen Raumeinheiten alle wirksamen und sichtbar sich ausprägenden Naturbereiche in ihrem Zusammen- und Wechselspiel heranzieht, dennoch ist eine gewisse Rangordnung der Stoffkreise und der einzelnen Elemente festzustellen. Sie erlaubt es, bestimmte Erscheinungen als Hauptkriterien, als Leitformen, zu benutzen, von ihnen aus eine erste naturräumliche Gliederung anzustreben, in die sich dann die anderen Stoffkreise einpassen. Die Kenntnis der Hauptkriterien gibt uns dann auch die Möglichkeit, nach ihnen die Landschaftsnamen zu bilden, um so eine umständliche Bezeichnung, die alle natürlichen Erscheinungen erfassen will, zu vermeiden.

Mit diesen allgemeinen Ausführungen haben wir auch schon jene Gesichtspunkte gewonnen, von denen aus Aufbau und Form der Darstellung sich näher begründen lassen. Der hier vorgelegte Teil behandelt das Relief, die Bodenplastik. Ihr gebührt von den fünf Stoffkreisen der Vorrang; denn die Geländeformen und ihre relative und absolute Höhenlage sind und bleiben die sinnfälligsten Erscheinungen jeder einzelnen Landschaft. Das entspricht auch weitgehend der Auffassung des Volkes, dem die unter diesem Gesichtspunkt geprägten Namen wie Tiefland und Hochland, Flachland, Hügelland und Bergland als Landschaftsbezeichnungen am geläufigsten sind. Beachtenswert ist zunächst die Höhenlage. Absolut gemessen, d. h. auf Normalnull bezogen ist sie ein brauchbares Mittel für die Aufstellung von landschaftlichen Höhenstufen, die sich vor allem in klimatischen und biotischen Erscheinungen fassen lassen. Die kleinräumige Bodenplastik läßt sich indessen charakterisieren durch die relative Höhenlage, die den Höhenunterschied zwischen benachbarten Punkten angibt. In ihr spiegelt sich vor allem der Grad der Zerschneidung, die Steilheit der Hänge wider, was wiederum entscheidend ist für den Wasserhaushalt, die Abtragung des Bodens und damit für die Vegetation. Von hier aus läßt sich eine erste Gliederung in morphographische oder bodenplastische Landeinheiten gewinnen.

Darüber hinaus ist eine genaue Analyse der Formen (Ebenheiten, Vollformen und Hohlformen) nach ihrem Aussehen und nach ihrer Entstehung notwendig. Man darf also nicht in einer bloßen Beschreibung steckenbleiben, sondern es muß geprüft werden, wieweit die morphographischen Einheiten auch morphologischen,

d. h. genetischen Formengemeinschaften entsprechen. Zu diesem Zwecke ist neben der Betrachtung des Gewässernetzes auch eine Kenntnis des Untergrundes nach Gesteinsart, Schichtenfolge und tektonischer Anlage unerlässlich. Zum anderen bilden die zutage tretenden Schichten und ihre Gesteine die Grundlagen für die Bodenarten, und letztere stehen wiederum in enger Beziehung zu den Bodentypen und den Pflanzengesellschaften. Eine solche, von dem inneren Bau ausgehende, genetische Betrachtung des Reliefs ist auch deshalb notwendig, um nicht jene Formengruppen zu trennen, die nach ihrem Äußeren scheinbar nicht zusammengehören, genetisch aber eng miteinander zusammenhängen. Erst dadurch gewinnt die Abgrenzung von Formengemeinschaften neben der äußeren auch eine innere Berechtigung.

Höhenlage, Geländeform, Untergrund und Gewässernetz sind somit jene Kriterien, die am schnellsten zu überblicken sind, am auffälligsten das Bild einer Landschaft bestimmen, die Aufstellung und Abgrenzung von Reliefräumen ermöglichen und damit Rahmen und Grundgerüst einer Landschaft abgeben. Auch in der Bezeichnung der einzelnen Naturräume ist das Relief in erster Linie zu berücksichtigen. Dementsprechend habe ich als Grundwort stets einen Ausdruck gewählt, der möglichst knapp den Relieftyp charakterisiert (Wanne, Becken, Senke, Egge). Darüber hinaus wurde versucht, im ersten Bestimmungswort die Bodenart (Sandebene), den Grundwasserstand (Niederung) und den Pflanzenbewuchs (Moor) mit zur Charakterisierung heranzuziehen. Zur Bestimmung der Lage wurde in den meisten Fällen der Name einer wichtigen, möglichst bekannten Ortschaft gewählt, in seltenen Fällen benutzte ich Flußnamen. Es ist selbstverständlich, daß damit nicht der kulturgeographische Einzugsbereich der Ortschaft angedeutet wird. Es sollte nur die topographische Orientierung erleichtert werden.

Das Gebiet und seine Grenzen. Meine Untersuchung ging zunächst von einer Verwaltungseinheit, der Provinz Westfalen, aus, die erst 1815 in ihren heutigen Grenzen festgelegt wurde. Aus der Problemstellung ergibt sich aber ohne weiteres, daß für eine Abgrenzung des Raumes politische Grenzen nicht maßgebend sein können. Entscheidend sind vielmehr naturlandschaftliche Grenzsäume und -linien. Als oberster Grundsatz mußte demnach auch bei einer vorläufigen Abgrenzung des Gebietes gelten, offensichtlich natürliche Zusammenhänge nicht zu zerreißen. Im Grunde genommen ergab sich die Abgrenzung des Arbeitsgebietes aus der Abgrenzung der großen Naturräume, des Südergebirges, des Weserberglandes, der Westfälischen Bucht und des Westfälischen Tieflandes.

Im Osten wurden das Land Lippe, das Osnabrücker Hügelland und Teile der hannoverschen Kreise Grafschaft Schaumburg, Pyrmont-Hameln und des braunschweigischen Kreises Holzminden in das Weserbergland einbezogen und die Grenze an das rechte Ufer der Weser gelegt. Erst bei Hessisch-Oldendorf verläßt die Grenze die Weser und umfaßt das Wesergebirge, das genetisch noch zum Wiehengebirge gehört. Als Südgrenze des Weserberglandes wurde die Diemel gewählt: hier liegen wichtige geologische und pflanzengeographische Grenzen. Ebenso konnte sich im Süden die Untersuchung nicht auf das durch politische Grenzen eingefasste Gebirgsdreieck des Sauer- und Siegerlandes beschränken. Im Westen mußten, schon wegen des gleichen Untergrundes, das Bergische Land bis zur Sieg und im Osten die ähnlich hoch gelegenen, nach Baustil und Oberflächenform gleichgearteten Teile der Kreise Biedenkopf und Frankenberg und des Waldecker Uplandes einbezogen werden. Bei der Westfälischen Bucht sind die natürlichen Grenzen im Westen sehr schwankend, so daß man gemeinhin die politische Grenze wählt. Sie umfaßt aber im Südwesten schon Teile der niederrheinischen Terrassenlandschaft und im Nordwesten Gebiete, die mehr oder minder der Twente und dem anschließenden, ostholländischen Flachlande gleichen. Am besten hält man sich hier an geologisch-morphologische Grenzen,

die durch die von Norden nach Süden sich erstreckenden Rücken der hier und dort zutage tretenden oberen Kreideschichten gegeben sind. Diese wenig hohen Schicht-
rücken lassen sich von Weseke über Stadtlohn, Wüllen, Graes, Wettringen bis Rheine verfolgen. Am wenigsten hat die Provinz Westfalen am Nordwestdeutschen Tiefland teil, in dem früher sein Schwergewicht lag (Altwestfalen). Nur die Kreise Minden, Lübbecke und Tecklenburg greifen nordwärts über das Weserbergland hinaus. Diese Bezirke lassen sich in ihrer naturlandschaftlichen Eigenart nur innerhalb einer größeren Einheit, des Westfälischen Tieflandes, behandeln. So habe ich hier die Nordgrenze des Untersuchungsgebietes erheblich weit nach Norden verschoben und sie entlang dem Südabfall der großen Wildeshauser Geestplatte, die sich zwischen Ems und Weser erstreckt, gezogen. Sie wird etwa durch die Punkte Meppen, Quakenbrück, Vechta und Nienburg festgelegt.

In dieser Abgrenzung ist das Untersuchungsgebiet rd. 30 000 qkm groß, davon umfaßt die Provinz Westfalen 20 225 qkm = 67 %. Wenn trotzdem für das gesamte Gebiet die Bezeichnung „Westfalen“ oder Westfalenland angewandt wird, so erklärt sich das einmal aus dem überragenden Anteil, den diese Verwaltungseinheit am Untersuchungsgebiet hat, zum andern aus dem kulturhistorischen Begriff Westfalen, mit dem ein weit größeres Gebiet umschrieben wird, als die Provinz heute einnimmt.

Stand der Forschung. Die Erforschung des **U n t e r g r u n d e s** ist in den einzelnen Landschaften Westfalens sehr verschieden weit gediehen. Die erste umfassende geologische Übersicht gab H. von Dechen. In den Jahren 1855—1865 erschien die von ihm bearbeitete Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000 in 34 Sectionen, zu der von Dechen seine „Orographische und hydrographische Übersicht“ schrieb, die 1870 ausgegeben wurde. Eine Zusammenfassung der in der Spezialkarte niedergelegten Ergebnisse bietet die ebenfalls von H. von Dechen zusammengestellte Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 500 000, die 1866 in 1. Ausgabe, 1883 in verbesserter 2. Auflage erschien. — Obgleich seit 1862 von der preußischen Staatsregierung nach dem Vorschlag von E. Beyrich eine geologische Kartierung im Maßstab 1 : 25 000 angestrebt wurde, sind solche Karten doch erst nach 1900 für unser Gebiet erschienen. So übernahm auch die von Lepsius herausgebrachte geologische Karte durchweg die Ergebnisse von Dechens. 1887—1892 erschien Lepsius' Werk, Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, das Teilkarten im Maßstab 1 : 850 000 enthält; ihm folgte die bekannte Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 500 000, die auf Grund der unter Dr. C. Vogels Redaktion in Justus Perthes Geographischer Anstalt in Gotha ausgeführten Karte in 27 Blättern hergestellt wurde.

Einen wirklichen Fortschritt gegenüber diesen Karten bedeuten die geologischen Spezialaufnahmen im Maßstab 1 : 25 000. Von den 272 Meßtischblättern, die unser Gebiet umfaßt, sind bis jetzt 130 = 48 % geologisch kartiert und erläutert. Das Weserbergland steht in dieser Beziehung an erster Stelle, von 47 Blättern sind 41 erschienen, nur im Süden und Nordwesten sind einige Lücken. Verhältnismäßig gut ist auch das Südergebirge bearbeitet, von 87 Blättern sind 60 veröffentlicht, es fehlen Aufnahmen im Oberbergischen, im Ostsauerland und im Astengebirge. Sehr schlecht bestellt ist es mit der speziellen geologischen Landesaufnahme in der Westfälischen Bucht, von 79 Blättern sind bis heute nur 21 erschienen. Sie beschränken sich zudem auf das westliche Münsterland, den westlichen Hellweg und den Rand des Teutoburger Waldes und der Egge. Noch ungünstiger liegen die Verhältnisse im Westfälischen Tiefland, wo von den 59 Blättern bisher nur 8 geologisch bearbeitet wurden.

Zum Glück können manche Lücken durch Spezialarbeiten, die hier nicht alle aufgeführt werden sollen, und durch Übersichtskartierungen ausgefüllt werden. Da ist einmal zu nennen die Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 200 000, von der das Blatt Wesel Nr. 96 im Westmünsterland sechs bisher nicht veröffentlichte Meßtischblätter umfaßt und die Blätter Köln Nr. 123 und Göttingen Nr. 99 je ein Meßtischblatt im Südergebirge und im Weserbergland ausfüllen. Ferner sind an Übersichtsdarstellungen zu nennen:

für das Südergebirge:

1. Paeckelmann: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges 1 : 200 000, Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1926,
2. Fuchs, A.: Geologische Übersichtskarte des nördl. Sauerlandes und des Bergischen Landes, ebenda 1928,
3. Paeckelmann: Geologische Übersichtskarte des östlichen Sauerlandes 1 : 154 000, in „Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes“, Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanstalt, 1933, Bd. 54, Berlin 1933;

für das Weserbergland:

1. Stille, H.: Geologische Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Egge-Gebirge, 1 : 75 000, Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 38, Berlin 1923 nach Aufnahmen von 1900—1902,
2. Stille und Mestwerdt: Geologische Übersichtskarte des südlichen Teutoburger Waldes, 1 : 100 000; nach Spezialaufnahmen von H. Stille und A. Mestwerdt u. a. herausgeg. von der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1919,
3. Stille, H.: Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung zwischen Vogelsberg-Rhön und der Norddeutschen Tiefebene, 1 : 250 000, Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1922;

für die Westfälische Bucht:

1. Kukuk: Geologische Übersichtskarte des Kreidebeckens von Münster (bei abgedecktem Diluvium) c. 1 : 350 000, Tafel 1 in der von Kukuk herausgegebenen „Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes“, Berlin 1938,
2. Beyenburg, Quitzow, Udluft: Geologische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Industriegebietes, 1 : 500 000, herausgeg. vom Reichsamt für Landesaufnahme, Berlin 1938;

für das Westfälische Tiefland:

1. Stille und Brinkmann: Der tiefere Untergrund Südoldenburgs, 1 : 375 000, Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 116, Berlin 1930.

Bei diesen Karten interessiert in erster Linie der vom Diluvium befreite Untergrund. Insofern ist es zu begrüßen, daß Woldstedt 1935 durch die Preuß. Geol. Landesanstalt eine Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 1 500 000 herausgebracht hat, die, wenn auch keine allseitig befriedigende, so doch eine auf die speziellen Arbeiten zurückgreifende Auffassung in möglichst differenzierter Darstellung vermittelt.

Ergänzt wird diese Arbeit durch ausgezeichnete Spezialuntersuchungen, von denen besonders die Arbeiten von Dewers, Dienemann und die älteren von Tietze zu erwähnen sind. Die jüngst erschienene Darstellung von Dewers über „Das Diluvium und Alluvium in Niedersachsen“ konnte für meine Arbeit nicht mehr verwertet werden; grundsätzlich ändert sie wenig an den vorliegenden Ergebnissen.

Alle angeführten Untersuchungen wurden bei dem Entwurf der Karten (Geologie und Tektonik) benutzt.

Auch die Erforschung der Geländeformen ist in den einzelnen Landschaften Westfalens sehr ungleichmäßig. Für eine orographische Betrachtung ist eine Höhenschichtenkarte die erste und wichtigste Grundlage. Neben den allgemein bekannten kleinmaßstäbigen Übersichtskarten, wie sie z. B. u. a. der Atlas des von Keller herausgegebenen Stromwerks Weser und Ems, ihre Stromgebiete und ihre Nebenflüsse, Berlin 1901, enthält, bestehen großmaßstäbige Höhenschichtenkarten nur für einzelne Teilgebiete. Ich nenne in dieser Hinsicht nur die Karte 1 : 800 000 im Atlas Niedersachsen 1934, die für das Weserbergland und das Westfälische Tiefland die Höhenschichten in den Stufen 0—10 m, 10—20 m, dann je 20—100 m, 100—140 m, 140—200 m und ab 200 m je 100 m bringt. Ähnliche Darstellungen differenzierter Art enthalten auch einige landeskundliche Arbeiten. Doch alle genügten nicht für eine das ganze Westfalen und seine Nachbargebiete überschauende Darstellung. Deshalb wurde auf Grund der amtlichen Karte 1 : 200 000, Ausgabe D, im Geographischen Institut der Universität Münster eine farbige Höhenschichtenkarte entworfen, die von Oldenburg im Norden bis zur Ahrmündung im Süden, von der Gooi im Westen bis zum Harz im Osten reicht. Sie enthält folgende Stufen: 0—10 m, 10—20 m, 20—40 m und bis 100 je 20 m, ab 100 bis 800 je 50 m. Mit dieser Höhenschichtenkarte waren zugleich Gewässernetz und Wasserscheiden in ihren Grundrissen festgelegt.

Wenn auch Höhenverhältnisse und Hydrographie gute Hilfsmittel für eine erste orographische Gliederung sind, so erhalten doch die einzelnen, in dieser Art festgelegten Gebiete ihr oberflächliches Aussehen, besonders im Berglande, durch den Grad der Zertalung. Dieser bedingt weitgehend das Formenbild der Landschaft, mag es sich dabei um ein flachwelliges Plateau mit breiten Wannen und träge dahinfließenden Bächen, um eine bewegte, bergige und hügelige Landschaft oder um eine in Riedeln und Sporne aufgelöste, von steilwandigen Kerb- und Schluchttälern zerschnittene Flußstallandschaft handeln. Zugleich ist mit dem Reliefcharakter etwas über die Steilheit der Hänge und damit über Art und Grad der Abspülung ausgesagt. Und sie ist wiederum maßgebend für die Bodenkrume, für die Verteilung der Vegetationsgesellschaften, der Nutzflächen und für die Art der Bewirtschaftung. Um in dieser Beziehung Klarheit zu verschaffen, habe ich als Ergänzung zur Höhenschichtenkarte eine Reliefenergie-Karte entworfen¹⁵⁾. Sie ist anfänglich nach der bekannten Methode des Feldersystems auf einer Karte 1 : 200 000 hergestellt, und zwar erschien als günstigstes Feld ein Quadrat von 1x1 cm, d. h. von 2x2 km = 4 qkm Inhalt. Innerhalb eines jeden Quadrates wurde der Abstand zwischen dem tiefsten und höchsten Punkt ausgezählt. Daraus ergab sich eine Skala, die ursprünglich 10 Stufen aufwies. Da aber eine auf dem Feldersystem aufgebaute Karte dem wirklichen Höhenaufbau nicht entspricht — es handelt sich ja um ein Kartogramm —, habe ich unter Berücksichtigung der Höhenlinien Gruppen von Feldern zusammengefaßt und die anfängliche Stufenzahl vermindert, um eine landschaftsgerechte Abgrenzung zu erzielen. — Mit dem durch den relativen Höhenunterschied pro 4 qkm vermittelten Zertalungsgrad ist zugleich die Möglichkeit gegeben, die üblichen orographischen Bezeichnungen wie hügelig, bergig u. a. zahlenmäßig genau zu umschreiben. Setzt man nämlich den relativen Höhenunterschied eines Quadrates zu der größtmöglichen Entfernung innerhalb dieser Fläche, d. h. zur Diagonalen = 2,8 km, in Beziehung, so läßt sich der Grad der Steigung berechnen. Es ergibt sich dann folgende Stufung:

¹⁵⁾ Vgl. Brüning, Reliefenergie des Harzes, 1927; Krebs, Reliefenergie Süddeutschlands, 1922 und Schrepfer und Kallner, Reliefenergie Westdeutschlands, 1930.

Reliefenergie pro 4 qkm	Steigung pro 1000 m	Oberflächengestalt
unter 20 m	bis 7 m	eben
20—100 m	35— 60 m	wellig
100—180 m	7— 35 m	hügelig
180—280 m	60—100 m	bergig
über 280 m	über 100 m	mittelgebirgig.

Weit schwieriger war die Erstellung einer morphologischen Übersichtskarte. Die genetisch beschreibende Erforschung der Geländeformen ist in den einzelnen Großlandschaften nicht nur verschieden weit gediehen, sondern ihre Ergebnisse sind zudem so widerspruchsvoll und die in Übersichtskarten niedergelegten morphologischen Erscheinungen nach Schulmeinungen ausgewählt, daß anfänglich von einer morphologischen Übersichtskarte abgesehen wurde. Doch ergab sich beim weiteren Fortgang der Untersuchung immer mehr die Notwendigkeit, die wesentlichsten diluvialen und alluvialen Bildungen und die entscheidenden Großformen des Reliefs auch kartographisch zu fixieren. So entstand auf Grund zahlreicher Einzelarbeiten, eines eingehenden Studiums großmaßstäbiger Karten und mit Hilfe eigener Beobachtungen die Abbildung 5. Ich bin mir bewußt, daß sie den Ansprüchen der speziellen morphologischen Forschung nicht immer genügen. Das ist auch nicht das Ziel, sie sollen nicht so sehr der entwicklungsgeschichtlichen Deutung dienen, sondern entsprechend der Fragestellung jene Geländeformen in vereinfachter Art darstellen, die für die Erfassung der Formenlandschaften, der Relieftypen, ausschlaggebend sind.

Allgemeine Einordnung und Übersicht. In Westfalen begegnen sich zwei große tektonisch-stratigraphische Einheiten: die variskische, aus paläozoischen Schichten aufgebaute Rheinische Masse und das Niederdeutsche Becken mit seinen mesozoischen Ablagerungen, das zum saxonischen Faltenfeld umgebildet wurde (Abb. 1, 2).

Das Rheinische Massiv gehört in seiner ersten Anlage zu den Variskiden, einem Gebirgszug, der einst Mitteleuropa von der atlantischen Küste bis nach Südrußland durchzog. Die Hauptfaltung erfolgte im Carbon. Sättel und Mulden streichen bei uns von Südwesten nach Nordosten. In den späteren Perioden ist das Rheinische Schiefergebirge tektonisch ein Glied des von Cloos¹⁶⁾ herausgestellten „Rheinischen Schildes“. Diese große tektonische Einheit, deren Mittelzone etwa im heutigen Oberrheingebiet zu suchen ist, wölbte sich allmählich auf, wurde aufgespalten und an bestimmten Stellen von vulkanischen Ergußgesteinen durchsetzt. Die Spaltung bedingte ein Absinken von Gräben und eine Gliederung in Senken und Hochgebiete. So entstand der Oberrheinische Graben mit seiner Verzweigung in die nach Norden weiterziehenden Hessischen Senken, die als breite Triasmulden zugleich eine wenig erhabene Festlandsschwelle zwischen dem Niederdeutschen und Rheinmainischen Becken darstellen, und in den schmalen Mittelrheingraben, der sich zu dem Niederrheinischen Bruchschollengebiet ausweitete. Zwischen beiden blieb das Hochgebiet des rechtsrheinischen Schiefergebirges bestehen. Die neue Höhengliederung änderte das Gewässernetz und ließ auch jüngere Ablagerungen in den Schild vordringen. Die Senken sind durchweg Aufschüttungsgebiete, während die Höhen stets abgetragen wurden. Das Südergebirge ist mithin als Glied des rechtsrheinischen Hochgebietes ein durch Abtragung entstandenes Faltenrumpfbirge, dessen Formenwelt durch Ausräumung und lokale Bewegungen in der jüngsten Zeit ihr Gepräge erhalten hat.

Die zweite tektonisch-stratigraphische Einheit, das Niederdeutsche Becken, war lange Zeit ein Aufschüttungsgebiet und wurde mit mesozoischen und tertiären Schichten in einer von Süden nach Norden jünger werdenden Folge ausgefüllt:

¹⁶⁾ Cloos, Hebung, Spaltung, Vulkanismus, 1939.

Muschelkalk, Keuper, Jura, Kreide und Tertiär. Eine Untergliederung des Niederdeutschen Beckens ergibt sich ungezwungen aus der Lagerung der Schichten und der Verteilung der durch die saxonische Faltung bedingten Mulden und Schwellen. Beides hängt aufs engste mit der unterirdisch wirksamen Rheinischen Masse zusammen, die nach Norden ihren Abschluß in dem sog. Münsterländer Abbruch findet, der gewissermaßen den ordnenden Rahmen für die jüngeren Faltungsvorgänge abgab. So liegen die Kreideschichten der Westfälischen Mulde als dünne Decke auf dem Rheinischen Massiv, umrahmt von stark gestörten Schwellen. Dabei ist die Westschwelle nur schwach ausgebildet, während die sogenannte Osningschwelle wirkungsvoll als Weserbergland hervortritt. Daran schließt sich nach Nordosten die langgestreckte, mit Kreide erfüllte Hunte-Weser-Mulde an, die den Ostteil des Westfälischen Tieflandes umfaßt, das endlich im Westen von tertiären Schichten überlagert wird. Die Großformen dieser Gebiete werden weitgehend durch Lagerung und Anordnung der Gesteine bestimmt. Sie sind strukturell bedingt (Schichtstufen). Dazu gesellt sich eine Fülle diluvialer und alluvialer Voll- und Hohlformen. Diese Umformung ist weniger spürbar im Weserbergland, umfangreicher in der Westfälischen Bucht und entscheidend für das Westfälische Tiefland.

Das Südergebirge ist also ein aus paläozoischen Schichten aufgebautes Rumpfgebirge, das Weserbergland ein aus mesozoischen Schichten zusammengesetztes, von der saxonischen Bruchfaltentektonik stark beeinflusstes und in seinem morphologischen Formenschatz strukturell bedingtes Schwellengebiet, in dem diluviale Bildungen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Westfälische Bucht stellt hingegen eine flache, wenig gestörte Kreidemulde dar, in der neben den strukturell angelegten Großformen die diluvialen Ablagerungen an der Gestaltung des Oberflächenbildes schon in hohem Maße beteiligt sind. Erst im Westfälischen Tiefland treten die Formen des prädiluvialen Reliefs zugunsten der diluvial-glazialen und der alluvialen Erscheinungen in den Hintergrund. Dieses verschiedene Verhalten macht es notwendig, Bau und Oberflächengestalt jeder Großlandschaft für sich zu behandeln.

Nach Höhenlage und Oberflächengestalt gehört Westfalen ebenfalls zu zwei Regionen, zum Niederdeutschen Tiefland und zur deutschen Mittelgebirgswelle ¹⁷⁾. Das Tiefland, von Osten kommend, erstreckt sich über die Niederlande und Flandern weit nach Südwesten, dagegen findet das deutsche Mittelgebirge in unserm Gebiet seine Nord- und Nordwestgrenze. Dabei tritt die Nordgrenze geologisch und orographisch in ihrem ostwestlichen Verlauf von Hannover über Minden nach Rheine an der Ems ziemlich eindeutig und wirkungsvoll hervor: Tiefland und Mittelgebirge grenzen hier in einer fast geraden Linie unmittelbar aneinander. Anders liegen die Verhältnisse im Westen. Hier ist die geologische Grenze etwa durch die Linie Bentheim—Duisburg—Aachen gegeben; dagegen zeigt die orographische Westgrenze einen ganz anderen Verlauf. Im Grunde genommen ragt nämlich das Bergland nur mit zwei Ausläufern nach Westfalen hinein. Im Nordwesten stößt es als Weserbergland keilartig bis zur Ems vor und schiebt in den Höhen von Bentheim noch einige Vorposten bis an die deutsch-niederländische Reichsgrenze. Ebenso schiebt sich im Süden der massive Block des sauerländisch-bergischen Landes, des Südergebirges, breit und behäbig bis in den Mündungswinkel von Ruhr und Rhein, während jenseits des Rheinstromes die Nordgrenze der Eifel schon weiter rheinaufwärts in der Höhe der Ahrmündung vom Rheine abbiegt und sich nur der schmale und niedrige Höhenzug der Velle gleich einem Finger in das vorgelagerte Tiefland des Niederrheins erstreckt.

Die geologische Westgrenze der Mittelgebirgsschwelle wird somit nur von den äußersten Spitzen der Bergländer erreicht, und das Tiefland greift in zwei Buchten

¹⁷⁾ Penck, Deutsches Reich, 1887, 284.

von Westen her in das Mittelgebirge vor. Im Norden liegt die Westfälische Bucht wie ein breiter, stumpfer Keil zwischen dem Weserbergland und dem rechtsrheinischen Mittelgebirge, und im Süden zwängt sich die Niederrheinische Bucht in fast südöstlicher Richtung trichterförmig zwischen den rechts- und linksrheinischen Gebirgsblock. Innerhalb Westfalens kommt es also zu einer großräumigen Verzahnung von Tief- und Bergländern, und damit ist eine erste, stets wiederkehrende Viergliederung in zwei Bergländer (Südergebirge und Weserbergland) und zwei Tiefländer (Westfälische Bucht und Westfälisches Tiefland) gegeben.

Diese Tatsache ist für unsere Darstellung von großer Bedeutung. Einmal wird es unsere Aufgabe sein, die vier Großlandschaften schärfer gegeneinander abzusetzen, zum anderen die mannigfachen Beziehungen, die sich aus der Lage dieser Naturräume zueinander ergeben, aufzuzeigen und zum dritten eine Untergliederung der vier Gebiete in kleinere naturlandschaftliche Einheiten anzustreben. Von großer Wichtigkeit ist dabei — und das kann nicht genügend betont werden — die Lage der orographischen Landeinheiten im Raume und zueinander. Erst daraus läßt sich die Verbreitung mancher naturgeographischer und, man kann hinzufügen, anthropogeographischer Erscheinungen verstehen. Schon aus der innigen Verzahnung ergibt sich, daß keinem der Naturräume reine Mittelgebirgs- oder Tieflandsformen eigen sind, vielmehr müssen wir mit manchen Überschneidungen und Übergängen rechnen. So sind es letzten Endes die vier großen Naturräume in ihrer Lage zueinander und die daraus resultierenden Beziehungen, die uns berechtigten, das Untersuchungsgebiet Westfalen als eine landeskundliche Einheit anzusehen. Sie im einzelnen schärfer zu begründen, wird die vierte Aufgabe sein. Das ist nur möglich, wenn über die Grenzen des Untersuchungsgebietes hinaus die größeren Zusammenhänge im Auge behalten werden und stets eine großräumige Einordnung der für Westfalen charakteristischen Erscheinungen angestrebt wird.

Vier große Naturräume bestimmen das geographische Gefüge: das Westfälische Tiefland im Norden, die Westfälische Bucht im Westen, das Südergebirge im Süden und das Weserbergland im Osten. Ihre Abgrenzung und Zuordnung ist keineswegs so einfach, wie es auf den ersten Blick erscheinen mag. Zunächst sind sie — geographisch gesehen — Teile größerer Regionen. So gehören die beiden Bergländer zur Mitteldeutschen Berg- und Hügelschwelle, während die Bucht und das Tiefland dem Niederdeutschen Tiefland zuzuordnen sind (Abb. 1). Schon diese Einreihung stößt auf gewisse Schwierigkeiten. Im allgemeinen versteht man nämlich unter Tiefland jene Gebiete, die unter 200 m liegen, während von 200—500 m Bergländer und von 500 m ab Mittelgebirge gerechnet werden. Eine solche schematische Zuordnung nach absoluter Höhenlage und nach Höhenlinien ist aber nicht aufrechtzuerhalten.

Verfolgen wir nämlich auf einer Höhenschichtenkarte die 200-m-Linie, so umschließt sie einigermaßen das gesamte Südergebirge. Aber schon im Nordosten weicht sie von diesem Bergland ab, zieht nach Paderborn und entlang dem Teutoburger Wald bis etwa Bielefeld, um von hier aus mit einem Bogen über Detmold und Herford nach Osten abzuschwenken und an die Weser zur Westfälischen Pforte zu streichen. Nordwestlich dieser Linie ragen im sogenannten Unterland des Weserberglandes nur vereinzelte Höhen über 200 m hinaus. Diese Höhenlinie wird uns zwar bei der Betrachtung der klimatischen und pflanzengeographischen Verhältnisse immer wieder entgegentreten, dennoch kann sie nicht allein für die Abgrenzung von Berg- und Tiefländern herangezogen werden.

Vielmehr müssen wir nicht nur die Höhenlage, sondern auch den Untergrund und Baustil und die damit eng zusammenhängende Formenwelt beachten. Verfahren wir so, dann können unter Umständen auch niedrig gelegene Gebiete ins Bergland und

höhere Landstriche ins Tiefland einbezogen werden. Nach diesen Gesichtspunkten ist auch die auf Abb. 1 wiedergegebene Grenze zwischen der Tieflands- und Berglandsregion gezogen.

Beide Regionen lassen sich wiederum auf Grund des Bauplanes (Grundriß und Aufriß) und des Baustiles (Formenschatz) in kleinere Landeinheiten, sog. Unterregionen, gliedern. Solche Landeinheiten sind bei den Bergländern das devonisch-carbonische Rumpffaltengebirge des Mittelrheinischen Berglandes oder des Rheinischen Schiefergebirges, dem das Südergebirge angehört, und das aus mesozoischen Schichten bestehende, in Schichtrücken und Bergplatten, in Senken und Flachmulden aufgelöste Bruchfaltengebirge des Niederdeutschen Berg- und Hügellandes, das auch das Weserbergland mit umschließt. In der Tieflandsregion ist das Westfälische Tiefland Teil einer präglazial angelegten, diluvial stark überformten Stauchmoränen-, Becken- und Niederungs-Unterregion. Diese erstreckt sich weit in die Niederlande hinein und hebt sich als Niederdeutsches Niederungs- und Stauchmoränenland deutlich gegen die nördlich anschließende Unterregion der Niederdeutschen Geestplatten ab, die sich von der Drenthe bis zur Syker und Stader Geest verfolgen läßt. Dagegen bildet die Westfälische Bucht ein niedriggelegenes Schichtstufenland, das sich aus den flachmuldenförmig gelagerten Oberkreide-Schichten entwickelte und glazial überformt wurde.

1. Kapitel

Das Südergebirge

I. Name und Grenzen

(Abb. 1, 2)

Unter den Bergländern Westfalens bildet das Südergebirge die geschlossenste orographische, geologische, klimatische, edaphische und pflanzengeographische Landeinheit. Es umfaßt den am weitesten nach Norden vorgreifenden Flügel des mittelhheinischen Berglandes¹⁾, des sog. Rheinischen Schiefergebirges, das Ratzel²⁾ mit Vogesen und Schwarzwald zur Rheinischen Gebirgsgruppe rechnet. Dieses Bergland, das Höhen über 800 m erreicht, bildet den Rumpf eines alten, aus stark gefalteten paläozoischen Schichten zusammengesetzten, mehrfach abgetragenen Gebirges und ist zum größten Teil von den jüngeren Deckschichten des Perms und Mesozoikums entblößt. Dem Untergrund entsprechen die eintönigen, tonig-lehmigen und sandigen Bodenarten, die kaum Kalk enthalten und gemäß dem regenreichen und kühlen Höhenklima durchweg mit einem sehr artenarmen Buchenwald bestockt sind.

So lassen sich nach geologisch-stratigraphischen Befunden die Grenzen des Südergebirges im Westen, Norden und Osten ohne Schwierigkeiten festlegen. Zur Niederrheinischen Bucht ist der fast geradlinige Verlauf der Tertiär-Ostgrenze, die nur im Norden bei Ratingen und im Süden bei Siegburg stärker nach Osten ausbuchtet, eine brauchbare Scheidelinie, die zum Teil mit dem Rand der Rhein-Hauptterrasse zusammenfällt. Die Nordgrenze ist mit dem Untertauchen des Karbons unter die Deckschichten der Kreide gegeben. Im Osten liegt sie 300 bis 350 m hoch, während sie im Westen auf 80 m fällt. Damit folgt sie ungefähr der Linie Essen, Dortmund (liegt schon außerhalb) und Möhne sowie deren östlicher Verlängerung bis Marsberg. Hier setzt mit einem rechten Winkel die Ostgrenze an. Sie ist eindeutig durch die Westgrenze des Zechsteins bestimmt, der wie die folgende Trias zu den transgredierenden Schichten gehört. Von Marsberg über Giershagen — Adorf — Leibach (bei Corbach) läßt sich das Zechsteinband bis nach Goddelsheim verfolgen. Hier wendet sich der Hauptzug nach Osten und setzt sich, nur von tieferen Bachtälern unterbrochen, über Schloß Waldeck, Bühlen, Affoldern und Wildungen als Umsäumung des Kellerwaldes fort. Zweifellos gehört dieses kapartig vorspringende Bergland nach seinem Untergrund noch zum Schiefergebirge, aber nach der Lage und den dadurch bedingten klimatischen Verhältnissen (Lee des Sauerlandes, Trockengebiet, Sommerregen) ist es nicht mehr zum Südergebirge mit seinem atlantischen Höhenklima zu rechnen. Als Grenze wähle ich deshalb eine nord-südlich verlaufende Linie von Goddelsheim über Dalwigstal (an der Orke) zur unteren Nuhne, die in die Frankenberger Bucht führt. Hier kann wieder das Zechsteinband, das sich am Rande der Bucht über Rodenbach und Hain bis nach Battenberg verfolgen läßt, als Grenze gewählt werden. Damit gehört die in der Provinz Westfalen gelegene Cansteiner Hochfläche³⁾ sowie die Corbacher Platte und die Frankenberger Bucht mit

¹⁾ Mittelrheinisch nach der Lage zu der Hauptflußstrecke (Mittelrhein-Strecke von Bingen bis Bonn); im vorigen Jahrhundert war auch die Bezeichnung niederrheinisches Bergland üblich. Sie erklärt sich aus der politischen Zugehörigkeit des nordwestlichen Teiles (Jülich, Berg und Mark) zur preußischen Provinz Niederrhein.

²⁾ Ratzel, Deutschland, 1932, 51.

³⁾ Nach dem Wertschätzungsprotokoll Marsberg 1831 (Staatsarchiv Münster, Katasterverwaltung Arnsberg) bezeichnete man die Cansteiner Hochfläche auch als Cansteiner Plateau oder Cansteiner Börde. Letzterer Name ist abgeleitet von dem Gerichtsbezirk Canstein (= Patrimonialgericht = Börde), dessen Sitz sich auf dem Schloß der Grafen von Spiegel zum Deisenberg (Desenberg bei Warburg) und Canstein befand (vgl. auch Soester Börde).

dem Kellerwald zum Hessischen Bergland, zu den Fulda-Weser-Bergländern Ratzels⁴⁾. Die begrenzende Höhenlinie liegt etwa bei 400 m. Auch pflanzengeographisch ist die Zechsteingrenze bemerkenswert. Wohl greifen die Eichenmischwälder des Hessischen Berglandes über die Grenze nach Westen in das Medebacher Land hinein, dagegen finden Trockenrasengesellschaften — die Vorsteppe Schwiers⁵⁾ und die Xerobrometen der Pflanzensoziologen — mit ihren südöstlichen Florenelementen auf den Zechsteinkalken ihre nordwestlichsten Standorte. Sie meiden das feuchtkühle Südergebirge.

Schwieriger ist die Abgrenzung im Süden und Südosten. Sie kann nur aus einer regionalen Übersicht gewonnen werden. Bekanntlich sind innerhalb des mittelhessischen Berglandes die größeren Flüsse wichtige landeskundliche Scheiden. Die auffallendste Linie ist in dieser Hinsicht der Rhein. Er verbindet zwar Ober- und Niederdeutschland miteinander, doch teilt er zugleich das Schiefergebirge in zwei ungleiche Flügel, in ein keilartig nach Südwesten vorgeschobenes, links- oder westrheinisches Gebiet, zu dem Eifel, Hunsrück und Ardennen gehören, und in einen trapezförmigen, sich nach Norden verbreiternden, rechts- oder ostrheinischen Block⁶⁾. Eine weitere Gliederung ergibt sich ungezwungen aus dem Verlauf von Lahn und Mosel. Durch sie sind Taunus und Hunsrück leicht abzugrenzen. Dagegen fehlt für die Gebiete nördlich von Mosel und Lahn eine brauchbare Unterteilung, da durchgehende Flüsse fehlen⁷⁾ (Abb. 1).

Dieser Mangel zeigt sich auch darin, daß es keine einheitlichen Namen für die restlichen Gebiete und für ihre Unterbezirke gibt, und daß an Stelle von Landschaftsbezeichnungen sich Benennungen durchsetzen, die territorial und verwaltungsmäßig fundiert und beeinflußt sind. So gliederte man den Lahn-Ruhr-Block, um einen unschönen, aber neutralen Begriff für das nördliche rechtsrheinische Schiefergebirge zu wählen, im vorigen Jahrhundert in ein westfälisches, nassauisches und bergisch-rheinisches Gebirge. Auch in den Bezeichnungen Bergisches Land, Märkisches Land und Siegerland stecken territoriale Merkmale. Anders ist das beim Westerwald und beim Sauerland. Ursprünglich haftete der Name Westerwald nur am heutigen Hochwesterwald und tauchte in diesem Sinne 1043 zum ersten Male in einer Grenzbeschreibung des Dekanats Haiger auf. Erst in jüngster Zeit hat sich die Bezeichnung unter dem Einfluß nassauischer Verwaltungsgliederung und begünstigt durch den Westerwald-Wanderverein auf ein Gebiet ausgedehnt, das durch die schmalen Terrassenlandschaften des Rheins, der Lahn, Dill, Heller und Sieg umgrenzt wird⁸⁾.

So kann man im rechtsrheinischen Gebiet zweifellos noch am besten die Sieg und ihren von Osten kommenden Nebenbach, die Heller, als landeskundliche Grenze verwerten, da beide ganz im Sinne des Gebirgsbaus verlaufen. Als Nordgrenze des Westerwaldes sind diese Flüsse zugleich die Südgrenze des nördlich gelegenen Südergebirges. Dagegen wurde eine Grenzziehung im Südosten bisher noch nicht durchgeführt. Die Auffassung, auch den östlich der Dill gelegenen Schiefergebirgsteil zum Westerwald zu rechnen⁹⁾, erscheint mir aus traditionellen, orographischen, geologischen und kulturgeographischen Gründen verfehlt. Das von Dill und Lahn-Bogen umgrenzte Gebiet ist nach Aufbau und Formenwelt vom Westerwald so verschieden,

4) Ratzel, Deutschland, 1932, 58.

5) Schwier, Vorsteppe, 1928.

6) Die Bezeichnungen ost- und westrheinisch bzw. ost- und westwärtsrheinisch sind in den Akten der älteren preußischen Verwaltung (1750—1870) üblich; seit Penck, Das Deutsche Reich, 1887, ist links- und rechtsrheinisch gebräuchlicher.

7) Vgl. für das linksrheinische Gebiet Schmithüsen, J., Westl. rheinisches Schiefergebirge 1936, Müller-Wille, Mittelrheinisches Bergland, 1937.

8) Müller-Wille, Westerwald, 1937.

9) Braun, Deutschland, 1933.

daß ihm ein eigener Name gebührt. Ich bezeichne es als Gladenbacher Bergland¹⁰⁾. Entscheidend für seinen Aufbau sind die stark gestörte Lagerung des Untergrundes und das Vorherrschen von paläozoischen Ergußgesteinen (Diabasen). Das prägt sich orographisch in einem starken Wechsel der Geländeformen aus: hier langgestreckte Diabashöhen, dort ein Gewirr von einzelnen Kuppen, die, meist von demselben widerstandsfähigen Gestein gekrönt, durch Querverwerfungen gegeneinander verschoben sind*.

Damit ist zugleich ein Gesichtspunkt für die Abgrenzung gegen das Südergebirge gegeben. Die Grenze ist hier mit der „Simmersbacher Senke“ anzusetzen, die von Haiger über Manderbach durch das Diepholztal und von Eibelskirchen zur unteren Perf verläuft und bei Wallau auf die Lahn stößt. Sie verdankt ihre Entstehung den weichen Schiefern des jüngsten Unterdevons und des unteren Mitteldevons. In 450 m Höhe gelegen, trennt sie ein höheres, bis 620 m ansteigendes, nordwestliches Gebiet von der 550 m hohen, mit Diabasrücken durchsetzten, flachwelligen Hochfläche des Südostens. Die gewählte Südostgrenze des Südergebirges läßt sich dann unschwer von Wallau über Ludwigshütte nach Laisa östlich der Sackpfeife (674 m) weiterführen, wo sie auf die Ostgrenze trifft. Es sind also letzten Endes stratigraphische, tektonische und orographische Erscheinungen, die eine naturgemäße Gliederung des nördlich der Lahn gelegenen rechtsrheinischen Schiefergebirges in Westerwald (tertiäres Vulkangebiet), Gladenbacher Bergland (Diabasgebiet) und Südergebirge ermöglichen. Letzteres umfaßt also Siegerland, Bergisches Land, Sauerland, Wittgensteiner Land, Waldecker Upland und Teile des Kreises Biedenkopf und des Dillkreises.

Für dieses gesamte Gebiet habe ich die Bezeichnung Südergebirge gewählt. Dazu veranlaßte mich einmal die Tatsache, daß mit dem verwandten Namen Sauerland heute der größte Teil des Gebietes umfaßt wird und daß sich diese Bezeichnung, die nicht territorialen Ursprungs ist, dank der Tätigkeit des Sauerländischen Gebirgsvereins immer mehr ausdehnt. So ist die Bezeichnung Sauerländisches Bergland schon für das gesamte S.-G.-V.-Gebiet, das sich weitgehend mit dem Ruhr-Sieg-Block deckt, üblich¹¹⁾. Es wiederholt sich hier der gleiche Vorgang wie in den andern Großlandschaften des Rheinischen Schiefergebirges (Westerwald, Eifel, Hunsrück), wo auch durch die Wandervereine ehemalige lokale Bezeichnungen regionale Bedeutung erhielten. Trotzdem möchte ich den Begriff Sauerland in seinem alten Sinn beibehalten (= Einzugsbereich von Ruhr und Lenne) und Südergebirge empfehlen, ein Name, der immerhin eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Sauerland aufweist.

In dem Namen Südergebirge soll in erster Linie eine wichtige Lagebezeichnung des Berglandes zu den beiden maßgebenden Spendellandschaften, der Westfälischen Bucht im Norden und dem Niederrheingebiet im Nordwesten, zum Ausdruck kommen. Denn letzten Endes sind es die vorgeschobene Lage in den atlantischen Klimabereich und die Umrahmung durch die beiden Tiefländer, die dem Südergebirge gegenüber den andern Schiefergebirgslandschaften besondere Eigenarten verleihen. Es erhält die höchsten Niederschläge, deren Maximum durchweg im Winter liegt, es hat die höchste Bewölkung, und es weist die größte Luftfeuchtigkeit auf. Dem entspricht es auch, daß extreme atlantische Florenelemente (z. B. *Erica tetralix*) dort noch vorkommen, daß die Buchenwälder sehr artenarm sind, daß die Eichenwälder im natürlichen Zustande nur randlich vordringen, und daß zum letzten der Hafer als

* Heute würde ich das Gladenbacher Bergland und Westerwald als Lahngebirge zusammenfassen.

10) Die von W. Stab, Zur Siedlungsgeographie des Marburger Berglandes, 1936, vorgeschlagene Bezeichnung Marburger Bergland umfaßt nur einen Teil des Gladenbacher Gebietes und zugleich die aus Buntsandstein aufgebauten Höhen links und rechts der Lahn. Ich möchte aber dem älteren Vorschlag von Dienemann, Das Oberhessische Buntsandgebiet, 1913, folgen und den Namen Marburger Bergland nur auf letzteres Gebiet beschränken.

11) Ratzel, Deutschland 1932, hat ihn übrigens auch in weiterem Sinne angewandt.

typische Getreideart der Feuchtlandschaften im Getreideanbau dominiert. In kultur-geographischer Hinsicht zeigt sich die Beziehung zu den Tiefländern darin, daß von diesen aus vor allem die Besiedlung ins Bergland vorgetragen wurde. Das macht es auch wahrscheinlich, Sauerland als Südland zu deuten. Diesem westfälischen Land im Süden würde vom zentralen Westfalen, von der Westfälischen Bucht aus, das westfälische Nordland (= Westfälisches Tiefland und angrenzende Wildeshauser Geest) entsprechen.

Das so charakterisierte und umgrenzte Südergebirge ist rund 9500 qkm groß und umfaßt 31 % von Westfalen im Sinne dieser Untersuchung.

II. Untergrund und Bau

(Abb. 2, 3, 4)

Verteilung der Schichten und Anordnung der tektonischen Einheiten erklären sich in erster Linie aus der variskischen Anlage. Ihr entspricht die großzügige süd-nördliche Gliederung in den Siegerländer Block, das sauerländische Synklinorium und die nordwärts angelagerte Saumtiefe, und ihr folgt ebenfalls die streifenförmige Anordnung der Formationen: die ältesten unterdevonischen Schichten liegen, abgesehen vom Silur im Remscheider Sattel und in der Ebbe, im Siegerländer Block. An sie schließen sich mitteldevonische Ablagerungen, unterbrochen von einigen Aufsattelungen des Unterdevons, und zuletzt leiten schmale Bänder aus Oberdevon zu den ausgedehnten Ablagerungen der Carbonzeit über. Auch der Faltenbau, der Verlauf von Sätteln und Mulden, ordnet sich ganz dieser allgemeinen Anlage unter, die schon am Ende der Carbonzeit abgeschlossen war. Doch zeigten sich schon damals die ersten Ansätze eines Rheinischen Schildes, dessen Bewegungsvorgänge dann die späteren Zeiten vollständig beherrschten. So läßt sich ein Abbiegen der älteren Schichten nach Osten, nach Hessen, beobachten, und dem entspricht auch die andersgeartete Verteilung der Schichten im östlichen Südergebirge. „Wie der Bug eines gekenterten Schiffes taucht der Siegerländer Block vorzeitig im Osten unter, und es erscheint im Hangenden ein mehr oder minder normales Faltenystem von höherem Devon und Untercarbon, welches die östlichen Teile der hessischen Mulden fortsetzt und in den Nordwestteil des Kellerwaldes hineinstreicht“¹²⁾. Im Faltenbau sind zwar die Züge des variskischen Gebirgsbaus zu erkennen, hingegen ordnen sich die Formationen in west-östlicher Richtung an. Schon diese allgemeinen Bemerkungen genügen, um eine geologisch-tektonische Vierteilung des Südergebirges zu rechtfertigen: in den Siegerländer Block, das westsüderbergische Synklinorium, die westliche carbonische Saumtiefe und das ostsüderbergische Synklinorium.

Der Siegerländer Block, der nur zum Teil in unserem Gebiet liegt, besteht durchweg aus unterdevonischen Schichten, bei denen sandige und tonige Sedimente vorherrschen. Art und Form der Lagerung deuten darauf hin, daß das Rheinische Schiefergebirge zur Unterdevonzeit zu einer schon im Silur angelegten Senke gehörte, die sich zwischen Brabant und Vogesen erstreckte. Sie wurde von einem verhältnismäßig flachen Meere, das von Westen nach Osten vordrang, überflutet. Im Norden grenzte die Senke an den „Old red“-Kontinent mit den Resten des Caledonischen Gebirges, und von ihm kamen Gerölle, Sand, Schlamm und feine Tontrübe, die sich in der Senke ablagerten. Zugleich schaltete sich in diese Schichten der Hauptkeratophyr als Ergebnis der unterdevonischen Eruptionen ein¹³⁾. Nach Denckmann soll der Siegerländer Block schon sehr früh gefaltet worden sein, und zwar in der sog. präsideritischen Phase des Unterdevons¹⁴⁾. Gegen diese Auffassung

¹²⁾ Koßmat, zitiert nach Bubnoff, Geologie von Europa, 1930, II.

¹³⁾ Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengbiet, 1938, 14.

¹⁴⁾ Henke, Erl. Bl. Kirchhundem, 1924, 21.

wurden in neuerer Zeit Bedenken geäußert, ohne daß die Frage endgültig geklärt wurde. Sehr wahrscheinlich hat sich der Block früh gehoben und wurde damit zu einem Anhängsel der Alemannischen Halbinsel im Süden. Ob mit der Hebung stets eine Landwerdung verbunden war, ist sehr fraglich. Sicher ist nur, daß der Block in der späteren mittel- und oberdevonischen Zeit sich stets als versteifte Masse störend bemerkbar machte. Durch ihn und das Brabanter Massiv verurteilte die späteren Faltungsvorgänge wesentlich beeinflusst. Das schließt aber nicht aus, daß die eigentliche variskische Faltung der folgenden Zeitabschnitte diesen alten Kern nochmals überwältigte und ihm das Gepräge in tektonischer Hinsicht gab.

Im einzelnen besteht der Siegerländer Block aus mehreren Sätteln und Mulden, die im Ahrgebiet beginnen, anfänglich Südwest—Nordost streichen, um dann nach Ostnordost umzubiegen. Als durchgehenden Sattel verzeichnet Paeckelmann den Seifen-Webbach-Fischbacher Sattel. Südlich von ihm liegen der Siegerner und Kohlenbacher Sattel, nördlich der Sattel von Freudenberg-Müschchen und Welschen-Ennest. Nördlich der Mittelsieg ist der Bau des Siegerländer Blocks noch nicht einwandfrei geklärt, da hier Spezialaufnahmen fehlen¹⁵⁾. Nach Angaben von Hoos verläuft zunächst im Süden der Eidorfer Sattel, aufgebaut aus dunklen, mürben Grauwacken und Schiefer. „In einer großen Überschiebungslinie¹⁶⁾, die fast über den Kamm der Nutscheid verläuft, stoßen sie auf die blau-grauen oder grünlichen Quarzit-Grauwacken und Sandschiefer der Odenspieler Schichten. Diese Überschiebung wiederholt sich im Nordwesten im Ovrather Sattel“, der mit dem Engelskirchener Sattel zur Bensberger Sattelgruppe gehört. „Die Eitorfer Schichten grenzen hier an einer Nord-Ost-Südwest verlaufenden Überschiebung an die Odenspieler des Sülzgebietes“¹⁷⁾. Zwischen den beiden Hebungssachsen liegt die Waldbröler Mulde, die sich nach Südwesten in die Schönberger Mulde fortgesetzt, beide enthalten untere mitteldevonische Schichten: in normaler Reihenfolge lagern hier Hohenhofer Schichten (Mergel, Schiefer und Kalke), Hobracker Schichten (Sandsteine, Schiefer und Kalkbänke) und untere Mühlenbergschichten.

Das westsüderbergische Synklinorium, gemeinhin als sauerländisches Synklinorium bezeichnet, ist die Fortsetzung des linksrheinischen Eifelsynklinoriums. Beide bilden eine wichtige Großmulde, die in ihrer Anlage von dem Brabanter Massiv im Nordwesten und dem Siegerländer Block im Südosten abhängig ist. Als jungpaläozoische Sammelmulde ist das Synklinorium ebenfalls nur mit marinen Ablagerungen ausgefüllt, mit Sanden und Tonen, umgearbeitet zu Sandsteinen und Tonschiefern, zu denen sich Grauwacken und Quarzite gesellen. Ausgedehnt ist der sog. Lenneschiefer, eine Flachseeablagerung, die man heute weitgehend untergegliedert hat. Ebenso bedeutsam sind, wenn auch weniger ausgebildet, die Massenkalken, die in einem flacher werdenden Meere in einer Mächtigkeit bis zu 1000 m entstanden. Schichtung des Gesteins ist vorhanden, doch sichtbarer sind die breiten, durchziehenden Klüfte, die den Wasserhaushalt dieses Gesteins in hohem Maße beeinflussen. In zwei breiten Bändern sind die Massenkalken heute angeordnet. Ein nördlicher Streifen läßt sich von Wuppertal über Balve nach Warstein und Brilon verfolgen. Er entstand wie auch wohl die westlichen geringen Massenkalken im Velberter Gebiet als Saumriff eines nördlichen Kontinents. Dagegen ist der südliche Massenkalkzug, der heute noch bei Paffrath und Attendorf sinnfällig hervortritt, wohl als ein Saumriff parallel der Siegerländer Untiefe oder Insel anzusprechen. In dieser räumlichen Verteilung natur- und kulturgeographisch wichtiger Gesteinsarten liegt ein wesentlicher Unterschied zum Nachbargebiet der Eifel. Hier ordnen sich die Kalkmulden in einer breiten, quer durch die Eifel von Trier nach Sötenich verlau-

¹⁵⁾ Nach Hoos: Zwischen Agger und Sieg, 1936, 123, hat Breddin eine Übersichtskarte 1:100.000 von diesem Gebiet hergestellt.

¹⁶⁾ Im Westen wird von Richter, Wiehler Mulde, 1921, eine Überschiebung überhaupt bestritten.

¹⁷⁾ Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936, 123.

fenden Zone an¹⁸⁾) und bedingen damit eine landschaftliche Großgliederung des Gebietes, wie sie im Südergebirge nicht zu bemerken ist. Zu den marinen Ablagerungen gesellen sich im jüngsten Mitteldevon zahlreiche Ergußgesteine (Keratophyre und Diabase).

Orogenetische Bewegungen lassen sich schon im mittleren Mitteldevon beobachten. Doch erreichte die variskische Gebirgsbildung erst in der sudetischen Hauptphase zwischen Untercarbon und unterem Obercarbon in unserm Gebiet ihren Höhepunkt. Damals entstanden im Westflügel des variskischen Bogens jene von Südwesten nach Nordosten streichenden Mulden und Sättel, deren Anordnungen für die heutige Lagerung und Verteilung der Schichten entscheidend ist. In den Mulden haben sich durchweg jüngere Schichten erhalten, während in den Sätteln ältere Formationen durchragen. Bemerkenswert ist, daß die Sattelachsen nicht das ganze Südergebirge durchlaufen, sondern entlang einer Störung, die von Unna über Arnberg nach Berleburg zieht, untertauchen und verspringen. Westliches und östliches Südergebirge haben damit einen andern Baustil. Im westlichen Südergebirge, das wir hier zunächst im Auge haben, schließt sich an den Siegerländer Block die Mulde von Gummersbach und Attendorn-Elspe. Im Osten ist sie als Doppelmulde ausgebildet, die durch den Dünscheder Sattel geteilt wird. Die Mulde ist mit Schichten des mittleren und oberen Devons sowie des unteren Carbons ausgefüllt. Bemerkenswert sind die Massenkalkablagerungen im Bereich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Besonders kompliziert ist der innere Bau des Berglandes im Oberbergischen zwischen dem Siegerländer Block und der Gummersbacher Mulde.

Im Bereich der Wiehl (Nebenfluß der Agger) greift das Mitteldevon heute weit nach Süden und findet sich sogar in der Waldbröler und der Schöneberger Mulde. Daran schließen sich nach Norden in rascher Folge der Odenspieler Sattel, die Wiehler Mulde, der Bilsteiner Sattel und die Gummersbacher Mulde. Außerdem werden unterschieden der Wallefelder Sattel, die Gespetal-Mulde, der Frielingsdorfer Sattel, die Breuner Mulde, der Süngeer Sattel und endlich die Paffrather und die Lindlarer Doppelmulde¹⁹⁾.

Der maßgebende Sattel des westlichen Südergebirges ist der Ebbe-Sattel. Er beginnt im Homert und spaltet sich in zwei Äste. Der eine zieht bis zur Quelle der Wupper, um dann unterzutauchen, während der weiter westlich reichende Ast über die Wupper hinaus zu verfolgen ist und am Rande des Bergischen Landes in dem Burscheider Sattel wieder aufsteigt. Ihm ist nach Süden die Paffrather Mulde vorgelagert, die sich direkt an den südlichen, kürzeren Ast des Ebbesattels anschließt. Er ist keine einheitliche Aufwölbung; er baut sich vielmehr aus zahlreichen, durch Längs- und Querverwerfungen zerrissene Sonderfalten auf. Nördlich des Ebbesattels liegt die große Lüdenscheider Mulde. Sie erstreckt sich quer durch das westliche Südergebirge vom Abfall des Bergischen Landes durch das Westsauerland bis zur Unna-Berleburger Störung. Im Norden und Süden wird sie von zahlreichen Verwerfungen begleitet. An sie schließt sich der zweite bedeutende Sattelzug des westlichen Südergebirges, der Remscheid-Altenaer Sattel, der von Arnberg bis zum Abfall des Bergischen Landes gut zu verfolgen ist. Weniger ausgeprägt sind die folgenden Mulden von Vörde im Süden und von Kückelhaus im Norden, die durch den hart an die Carbongrenze vorgeschobenen Sattel von Haspe ihren Abschluß finden. Bemerkenswert ist hier die Ennepe-Verwerfung, deren Entstehung noch nicht restlos geklärt ist. Mit ihr findet das devonische Südergebirge seine Nordgrenze, die durch einen schmalen Saum von mitteldevonischen Massenkalken und Oberdevon noch schärfer in die Erscheinung tritt. Als schmales Band kann man die-

¹⁸⁾ Vgl. Schüttler, Eifelkalkgebiete, 1939.

¹⁹⁾ Fuchs, Erl. Bl. Lindlar, 1928.

sen Zug von Wuppertal über Hagen nach Iserlohn verfolgen, wo er nach Süden um den untertauchenden Remscheider Sattel biegt. Der Balver Wald ist also eine weit nach Nordosten vorspringende devonische Halbinsel. Das gleiche gilt im Westen für den Velberter Sattelkomplex, der sich nördlich der Wupper bis zur Ruhr erstreckt. Im Norden und Osten wird er ebenfalls von schmalen Oberdevonbändern umrahmt, die von einem Kulmstreifen begleitet werden. Dieser, bestehend aus widerstandsfähigen Schichten, bildet eine deutliche Geländestufe. Im Velberter Sattelkomplex finden sich mehr oder minder große Fetzen von Massenkalk, die hier ihre Erhaltung der Aufwölbung verdanken, während sie weiter südwärts an die Muldenzonen gebunden sind.

Im einzelnen läßt sich im Velberter Sattelkomplex eine ganze Reihe von Mulden und Sätteln unterscheiden, die zum großen Teil in das Carbonebiet übergreifen. Von besonderer Bedeutung ist die Herzkämper Mulde, in ihr springt das Oberdevon spitzwinklig nach Südwesten vor. Weiter nach Norden schließen sich daran in rascher Aufeinanderfolge der Alte Hase-Sattel, die Blankenburger Mulde, der Holt-hauser Sattel, der Wittener Sattel, der Velberter Sattel, der sich wahrscheinlich im Stockumer Sattel fortsetzt, die Bochumer Mulde und der Wattenscheider Sattel.

Die westliche carbonische Saumtiefe steht im engsten Zusammenhang mit dem sauerländischen Synklinorium. Die Küste des alten Kontinents wich allmählich nach Nordwesten zurück, es entstand eine Vortiefe, die sog. subvariskische Saumtiefe. Anfänglich wurden noch organogene Kalke abgelagert, doch allmählich überwogen die sandig-tonigen Bestandteile, bis im Obercarbon infolge des dauernden Schwankens von Land- und Meerwerdung sich in einem steten Wechsel Sand- und sehr schmale Kohlenbänder (Flöze) bildeten. Drei Stufen werden gemeinhin unterschieden: das Untercarbon, auch Kulm genannt, und das flözleere und das flözführende Obercarbon. Im nordwestlichen Südergebirge bis zur Unna-Berleburger Störungslinie ist der Kulm als sandig-schiefrige Facies ausgebildet, es fehlen Kieselkalke und Alaunschiefer.

In einem schmalen Bande umschließt es den Velberter Sattel, um dann in mehr oder minder geschlossenem Streifen dem Oberdevonbände zu folgen. Seine Breite nimmt nach Osten, im Bereich des untertauchenden Remscheider Sattels, etwas zu und bedingt hier eine unruhige Berglandschaft. Dann biegt der Kulm in der Lüdenscheider Mulde vorübergehend nach Westen ein, um wieder durch den Hellefelder Ausräum nach Osten zu ziehen.

Den Hauptteil nimmt in unserem Gebiet das Obercarbon mit seinen beiden Unterabteilungen ein. Das Flözleere zeichnet sich durch eine Wechsellagerung von Alaunschiefern, sandigen Schiefertönen, Tonschiefern, Arkosensandsteinen, Quarziten, Grauwacken und Konglomeraten aus. Es erreicht eine Mächtigkeit bis zu 1500 m. Die Grenze gegen das Flözführende wird im allgemeinen mit der sog. Werksandsteinbank angegeben. Sie bildet zugleich im Gelände infolge ihrer Widerstandsfähigkeit einen scharf ausgebildeten Bergrücken, der sich von Haßlinghausen über Silschede, Volmarstein, Harkotsberg, Kaisberg, Herdecke bis zur Hohensyburg verfolgen läßt²⁰⁾. Im Bereich des Schwerter Beckens springt das Flözführende nach Norden zurück, bedingt durch tektonische Störungen, die senkrecht zum Schichtstreichen verlaufen (Westhofener Störung, Volmeströrung, Königsborner Grabensystem, Altenbürener Störung). Ihnen hat auch das Rotliegende bei Menden seine Erhaltung zu verdanken.

Besonders das untere Flözleere zeichnet sich durch eine Fülle widerstandsfähiger Gesteine aus, härtere Grauwacken und Quarzite, die von schmalen Schieferbändern

²⁰⁾ Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlenebiet, 1938, 57.

unterbrochen werden. Die Breite des Flözleeren nimmt von Westen nach Osten zu. Sie ist bei Herzkamp nur 1,4 km, bei Gevelsberg 3,5 km, bei Hagen 5 km und bei Iserlohn 10 km.

Das Flözführende setzt sich vornehmlich aus Schiefertonen und Sandsteinen zusammen sowie aus schmalen Steinkohlen- und Eisensteinflözen, deren Gesamtmächtigkeit aber nur 2,8 % der ganzen Schichtenfolge ausmacht (80 m auf 2900 m)²¹⁾. Die Sandsteine sind widerstandsfähig, sie sind aber nicht so mächtig wie die Grauwacken und Quarzite des Flözleeren.

Das Carbon wurde auch von den sudetischen Faltungsvorgängen ergriffen, am stärksten machte sich die asturische Phase an der Wende vom unteren und oberen Obercarbon bemerkbar, während die saalische Periode sich nur in Querbrüchen äußerte²²⁾. Gegenüber dem Devon zeigt das Carbon im Faltenbau einige Unterschiede. Bezeichnend ist erstens die rasche Aufeinanderfolge meist schmaler, im Streichen durchgehender und kofferförmig gebauter Sättel, zweitens die nach Norden immer breiter werdenden flachgebauten Mulden und drittens die zahlreichen Sonder- und Spitzfalten, die einen raschen Wechsel von harten Sandsteinen, weichen Flözen und mittelharten Schieferbänken bedingen. Die Nordflügel der Sättel sind meistens steil gestellt oder sogar überkippt, die Südflügel fallen flach ein. Von den wichtigen Sätteln und Mulden wurde die Herzkämper Mulde genannt, an sie schließt sich der Esborner Sattel, dann folgen die Wittener Mulde, der Stockumer Sattel, die Bochumer Mulde, der Wattenscheider Sattel, die Essener Mulde und der Gelsenkirchener Sattel.

Die Sonderstellung des ostsüderbergischen Synklinoriums ergibt sich aus folgenden Tatsachen²³⁾. Erstens biegen alle Schichten im Winkel von Marsberg entsprechend dem Grenzverlauf des Siegerländer Blockes nach Süden um und stellen die Verbindung mit dem Lahn-Synklinorium her; zweitens laufen die Mulden- und Sattelachsen vom westlichen Südergebirge zum östlichen nicht durch, sondern tauchen unter oder verspringen östlich der Unna-Berleburger Störungslinie; drittens ist das Kernsauerland stratigraphisch durch eine Fülle von harten widerstandsfähigen Gesteinen ausgezeichnet.

Die wichtigste Antiklinale des östlichen Südergebirges ist der sog. Ostsauerländer Hauptsattel, dessen Achse von Dorlar im oberen Wennetal südlich von Ramsbeck über Bruchhausen, Briloner Wald, Diemeltalsperre, Giershagen nach Marsberg verläuft. Nach Westen verschmälert sich der Sattel und greift nur ein wenig in den engen Raum zwischen Elspers Mulde und Siegerländer Sattelkomplex ein. In seinem Kern hat unteres Mitteldevon die größte Verbreitung. Randlich wird er von mehr oder minder breiten Quarzithändern begleitet. Im Nordwesten schließen sich die Attendorner und Nuttlarer Mulde an. Erstere liegt noch im Mitteldevon, die Nuttlarer schon im Untercarbon mit Grauwacken und Tonschiefern, an die sich südlich der Ruhr schon im Beginn der Aufsattelung das obere Mitteldevon mit seinen harten Hauptgrünsteinen anreihet. Dann folgt weiter nach Norden der Warsteiner Sattel, der nicht, wie man ursprünglich annahm, mit dem Arnberger Sattel in Verbindung steht, sondern in der Fortsetzung der Lüdenscheider Mulde liegt. Dieser Aufsattelung ist es zu verdanken, daß hier im flözleeren Obercarbon noch ältere Gesteine anstehen: Untercarbon, Oberdevon und oberdevonische und mitteldevonische Massenkalk. Weniger ausgeprägt ist der kleine Oberdevonsattel von Beleke am Kreiderand des Möhnetales. Östlich der Altenbürener Störung legen sich an den Ostsauerländer Sattel zunächst die Hoppecke-Mulde mit dem Messinghäuser Sattel und die Rösenbecker Mulde, begleitet von Diabasgängen. Dann erst folgt der Briloner Sattel mit

²¹⁾ Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlegebiet, 1933.

²²⁾ Stille, Grundfragen, 1924, 82.

²³⁾ PaECKELMANN, Östliches Sauerland, 1933.

einer kleinen Spezialmulde von Nehden. Er bildet mit dem anschließenden Sattel von Scharfenberg den Nordrand des Schiefergebirges, aufgebaut aus oberem Mitteldevon, besonders aus Massenkalken, denen sich nach Norden hin das Flözleere anlagert.

Im Süden des Ostsauerländer Hauptsattels liegt die breite Fredeburg-Waldecker Hauptmulde, im Westen gefüllt mit mitteldevonischen Schichten, die von Quarzit- und Diabasgängen und Schalsteinen durchsetzt sind. Im Osten, im Bereich des Oberdevons und der Kulmtonschiefer, teilt sie sich. Zwischen den Seitenästen ist der Neerdarer Sattel entwickelt, der dazu beiträgt, daß sich das Oberdevon, umrahmt von breiten Quarzitbändern, keilartig nach Westen an den Zechsteinrand schiebt. Der folgende Sattel von Medebach-Goldhausen kann in etwa als Fortsetzung des Siegen-Latroper Sattels gelten, von ihm getrennt durch die Altenbürener Störung. Durchweg liegt der Medebach-Goldhausener Sattel im Kulm. Die anschließende Wittgensteiner Hauptmulde ist ebenso breit entwickelt wie die Fredeburg-Waldecker Hauptmulde. Sie ist nur zum geringen Teil mit Oberdevon ausgefüllt, das hier nach Westen zurückspringt, so daß der Kulm an Breite gewinnt. Südlich der Eder finden sich noch eine Reihe kleinerer Mulden und Sättel, unter ihnen ist der Mitteldevonsattel der Sackpfeife der wichtigste. Er leitet über zu der Dillmulde, und damit gelangen wir in das Gladenbacher Bergland, das „keinerlei Züge sauerländischen Faltenbaues mehr trägt, das vielmehr seine eigene selbständig angelegte Tektonik besitzt“²⁴⁾.

III. Relief und Geländeformen

a) Höhenlage und Landformung (Abb. 5, 7)

In einer Untersuchung über die Morphologie des Ruhrgebietes vergleicht Goebel²⁵⁾ das gesamte Südergebirge mit einem Pult, in dessen nach Nordwesten geneigter Platte die Flüsse und Bäche ihre schmalen Täler eingeschnitten haben. Dieses Bild trifft zweifellos für die allgemeinen Höhenverhältnisse zu und wird, abgesehen von einigen Modifikationen, am besten durch die Höhenlage der unzertheilten Oberfläche erläutert.

Die höchsten Erhebungen liegen heute in einer breiten Barriere im Osten, im Asten- und Rothaargebirge, wo Höhen von 800 und mehr m gemessen werden. Von hier dacht das Gelände rasch nach Osten ab, und in kürzester Entfernung werden 450 bis 400 m erreicht. Nach Westen und Norden sowie nach Süden ist die Abdachung übergangsreicher. Im Sauerland wird die 400-m-Linie erst hart an der Nordgrenze unterschritten, dagegen liegt das Bergische Land durchweg unter 400 m: allmählich fällt hier das Gelände von der begrenzenden Wasserscheide im Westen, die kaum Höhen von 450 m aufzuweisen hat, bis auf 150 m zum Rheintal ab. Mit dieser allgemeinen Höhenverteilung, die auch im Flußnetz ihren Niederschlag findet, unterscheidet sich das Südergebirge wesentlich von den anderen Großlandschaften des Rheinischen Schiefergebirges. Bei ihnen liegen die bedeutendsten Höhen entweder im Nordwesten (Hohes Venn in der Eifel), im Nordosten (Westerwald) oder im Süden (Hunsrück und Taunus). Es ist selbstverständlich, daß dies nicht ohne Folgen für Klima, Boden und Vegetation ist, und wir werden noch oft auf die durch die orographische Gestalt bedingte landschaftliche Sonderstellung des Südergebirges hinweisen können. Zugleich lassen die heute bestehenden Höhenverhältnisse deutlich werden, daß zwischen ihnen und dem variskischen Gebirgsbau keinerlei Beziehungen bestehen.

Das gleiche gilt auch für die allgemeine Landformung. Besonders auffällige Erscheinungen sind im Südergebirge, wie überhaupt im Rheinischen Schiefergebirge,

²⁴⁾ Paeckelmann, Östliches Sauerland, 1933, 259.

²⁵⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916, 149.

die mehr oder minder ausgeprägten Ebenheiten, die auf Bergkuppen, Bergriedeln und Bergzügen anzutreffen sind. Schon Chr. Fr. Meyer²⁶⁾ ist 1798 diese Tatsache aufgefallen. „Übrigens findet man“, so schreibt er über die weitere Umgebung von Altena, „in diesem Gebirge im ganzen genommen mehr große Gegenden, die mehr eben und freie Felder als steile Berge haben“, und an einer anderen Stelle stellt er fest, daß „der oberste Rücken des Süderländischen Gebirges, soweit sich dieser von Lüdenscheid über Meinertshagen und Breckerfelde erstreckt, ziemlich eben ist, so daß man daselbst besser als in den unteren Regionen mit einem Wagen fortkommen kann“. So ist zwar die Bezeichnung Mittelgebirge für das Südergebirge nach seiner Höhenlage angebracht, aber seine Formen werden, sobald man auf einen höheren Gipfel steigt, von der Waagerechten beherrscht. „An Stelle eines wildbewegten Gebirgs panoramas, das man erwartet, beobachtet man, wie sämtliche Hänge, die von den Talsohlen aus gesehen, den Eindruck eines imponierenden Gebirges vortäuschen, sich nach dem Horizonte zu einer kaum merkliche Unterschiede zeigenden Niveaulinie zusammenfügen“²⁷⁾.

So gleicht das Südergebirge einem taldurchfurchten Plateau, dessen Oberfläche, von Verebnungen überzogen, unabhängig vom Gebirgsbau die verschiedensten Schichten schneidet und sich ohne bemerkenswerte Geländeänderung über Brüche, Verwerfungen und Verschiebungen legt.

Schon in der Permzeit wurde das gefaltete, variskische Gebirge weitgehend abgetragen²⁸⁾. Es entstand ein Faltenrumpf. Über die Beschaffenheit des damaligen Reliefs bestehen verschiedene Meinungen. Die größte Zahl der Forscher nimmt an, daß das Rheinische Schiefergebirge einem sehr flachen Schild geglichen habe, der nur um ein wenig aus dem Meere herausragte und von einer flachwelligen Einebnungsfläche, der sogenannten permischen oder prätriadischen Rumpffläche überzogen wurde. Dagegen soll nach Paeckelmann²⁹⁾ das Schiefergebirge zur Zeit der Ingression des Zechsteinmeeres schon ein wohlentwickeltes Relief besessen haben. „Die permische Einebnungsfläche kann kein ausgeglichenes Tiefland gewesen sein, im Gegenteil, die steilen Anlagerungswinkel (der Zechsteinsedimente auf dem alten Gebirge bis zu 40°) weisen auf ein kräftiges Mittelgebirgsrelief hin.“ Demgegenüber zeigen aber die von Kukuk³⁰⁾ zusammengefaßten Untersuchungen über die präenomane Landoberfläche innerhalb des Ruhrgebietes, daß sie nicht solch bedeutende Reliefverhältnisse besessen hat. Wohl finden sich auf der Carbonoberfläche starke Unebenheiten, besonders im Gebiet des südlichen Ausgehenden der Kreide, „wo neben Inseln und Klippen aus härteren carbonischen Gesteinen auch wannen- oder taschenartige Auskolkungen und Auskesselungen zu beobachten sind“, auch ragen noch vereinzelte, mehr oder minder langgestreckte, flache Rücken aus der Transgressionsfläche heraus. Aber alle diese Erhebungen sind doch mit dem Bild einer flachwelligen Rumpffläche vereinbar. In unserm Zusammenhang ist wichtig, daß Kukuk im Anschluß an Wegener³¹⁾ und Kahrs³²⁾ die Carbonoberfläche nicht als marine Abrasionsfläche deutet³³⁾, sondern als Denudationsfläche. Es handelt

²⁶⁾ Meyer, Chr. Fr., Versuch einiger Naturbeobachtungen des gebürtigen Süderlandes der Grafschaft Mark Westfalens, 1798/9.

²⁷⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916, 119.

²⁸⁾ Auch in den vorhergehenden Perioden hat stets Abtragung stattgefunden. Paeckelmann, Nordöstl. Sauerland, 1931, 513 Anm. 3, vertritt sogar die Auffassung, daß Auffaltung und Abtragung sich die Waage hielten. Mithin haben wir — und das macht die Entwicklung des Kulms und Namuriums sehr wahrscheinlich — im Schiefergebirge nach der Faltung „kein hohes Alpengebirge“ vor uns gehabt, und P. möchte daher glauben, „daß die obertärbonisch-permische“ Rumpffläche des Schiefergebirges nach Art der Primärrumpfe im Sinne W. Pecks entstanden sei“.

²⁹⁾ Paeckelmann, Nordöstl. Sauerland, 1931, 488.

³⁰⁾ Kukuk, Niederrheinisch-westfälisches Steinkohlengebiet, 1938, 363 f.

³¹⁾ Wegner, Geologie, 1926.

³²⁾ Kahrs, Oberkreide, 1927.

³³⁾ Diese Auffassung vertrat u. a. Cremer-Mentzel, Niederrheinisch-westfälischer Steinkohlenbezirk, 1903; Bärtling, Obere Kreide, 1908 und Krusch, Der Südrand des Beckens von Münster, 1908.

sich um eine Verebnung, die „bei wechselnden klimatischen Verhältnissen der langdauernden Perioden zwischen Obercarbon und Cenoman durch festländische Abtragung“ entstanden ist. „Die früher weit überschätzten Abrasionswirkungen des Kreidemeeres haben der durch die allgemeine terrestrische Denudation erzeugten Fastebene der rechtsrheinischen Carbonoberfläche gewissermaßen den allerletzten Schliff gegeben³⁴⁾. Nach diesem Befund war also mit größter Wahrscheinlichkeit die permische Rumpffläche eine Fastebene mit nur geringer Reliefenergie.

Über die weiteren Schicksale des Südergebirges im Mesozoikum sind wir nur wenig unterrichtet. Die Ausdehnung der mesozoischen Meere ist so gut wie unbekannt, und es bestehen darüber die verschiedensten Meinungen. Während z. B. Bred-din³⁵⁾ eine vollständige Bedeckung des Schiefergebirges durch triassische und jurassische Schichten annimmt, gibt Paeckelmann³⁶⁾ — zweifellos mit größerer Berechtigung — nur eine teilweise, sehr geringflächige Ablagerung von mesozoischen Schichten zu. „Lediglich ein Teil der Eifel war von Buntsandstein bedeckt; Jura ist niemals im Bereich des Schiefergebirges abgelagert worden und das Kreidemeer hat nur den Nordrand des Gebirges bespülen können.“ Kukuk legt hingegen die Grenzen etwas südlicher.

Dagegen läßt sich eine regionale Kippung der alten Scholle und die dadurch veranlaßte Schiefstellung der alten Landoberfläche sehr gut verfolgen. So hängt z. B. die Transgression des Zechsteinmeeres über den Ruhrkohlenbezirk mit der Kippung nach Norden zusammen. Dieses Absinken hat sich auch nach der Ablagerung der Kreide fortgesetzt und ist, wie die Untersuchungen von Quiring³⁷⁾ und Weißner³⁸⁾ beweisen, bis zur Gegenwart — wenn auch mit Unterbrechungen — spürbar.

Quiring deutet diese Kippung als Schrägstellung einer weiträumigen Großscholle, der „westdeutschen Regionalscholle. Der sinkende Schollenteil umfaßt die südliche Nordsee, die Niederlande und Nordbelgien. Der aufsteigende Schollenteil wird durch das Rheinische Bergland gebildet... Die Drehlinie verläuft von Namur über Wesel nach Rheine... Bei ihrer Kippbewegung ist die Westdeutsche Großscholle in zwei Teilschollen zerfallen, die Ardennenscholle und die Westfälische Scholle, die als tektonische Einheiten, allerdings in anderer Ausdehnung, bereits in der Oberkreide in Bewegung geraten waren... Die Westfälische Scholle hat sich nach Nordosten, die Ardennenscholle nach Südwesten schräg gestellt... Durch das Auseinanderbrechen der beiden Teilschollen ist die Niederrheinische Bruchzone als Zerrungsgelenk angelegt worden.“ Nach Cloos³⁹⁾ hängt diese epirogenetische Bewegung aufs engste mit der Bildung des Rheinischen Schildes zusammen. Diese Großaufwölbung läßt sich ebenfalls seit der Zechsteinzeit beobachten. Sie mußte sich naturgemäß an den Rändern als Kippung, als Schrägstellung, auswirken.

Mit der Tertiärzeit beginnt die eigentliche Geschichte der Landformung. Schon ausgangs der Cenomanzeit stieg das Bergland wieder empor, so daß sich das Kreidemeer, das über den Arnsberger Wald und die Briloner Hochfläche vorgedrungen war, schrittweise zurückziehen mußte⁴⁰⁾. Über Wirkung und Bedeutung der tertiären Abtragung besteht keine einheitliche Auffassung. Paeckelmann veranschlagt die flächenhafte Abtragung während dieser Zeit nur gering und leugnet deshalb die

34) Kukuk, Niederrheinisch-westfälisches Steinkohlenebiet, 1938, 367.

35) Bred-din, Bergisches Land, 1927, XI: „Im Laufe der Triaszeit geriet das Gebiet des Schiefergebirges unter den Meeresspiegel. Eine mächtige Sedimentfolge legte sich diskordant über die Schichtköpfe der gefalteten Devon- und Carbonschichten. Mittlerer und oberer Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und die Meeresablagerungen der Jurazeit haben, wie wir heute mit ziemlicher Sicherheit annehmen dürfen, das Gebiet des heutigen Rheinischen Schiefergebirges überdeckt.“

36) Paeckelmann, Nordöstliches Sauerland, 1931, 483.

37) Quiring, Quartärisbasenkarte, 1928.

38) Weißner, Bodenbewegungen, 1929.

39) Cloos, Hebung-Spaltung-Vulkanismus, 1939.

40) Paeckelmann, Nordöstliches Sauerland, 1931, 515.

Bildung einer neuen, tertiären Rumpffläche. Nach ihm sind die heutigen Verflächungen Reste der alten paläozoischen Rumpffläche. Diese hat „den Wandel der Zeiten und die vielfachen geologischen Schicksale während des Mesozoikums und Tertiärs erstaunlich gut überdauert“. Nur der Ostrand des Südergebirges, das Medebacher Vorland, unterlag infolge des fortschreitenden Absinkens der Hessischen Senke einer lebhaften Ausräumung. Gegen diese Deutung der ostsauerländischen Verhältnisse hat Neumann ⁴¹⁾ vom morphologischen Standpunkt aus entschieden Einspruch erhoben. Nach ihm ist die präpermische Landoberfläche nur noch östlich von Adorf in einem schmalen, höchstens 300—500 m breiten Saum erhalten. „Diese schmale Basisfläche darf aber nicht mit den Oberflächenformen des Waldecker Berglandes gleichgesetzt werden. Vielmehr greift die sicher zu beobachtende 440 m hohe Waldecker Randfläche vom Paläozoikum über Zechstein, Buntsandstein und Kreide hinweg.“ Sie ist also nicht ein Teil der wiederaufgedeckten präpermischen Rumpffläche, sondern „eine erst nach der Kreidezeit entstandene Abtragungs- und Einebnungsfläche...“. Die präpermische Landoberfläche besitzt demnach keinen nennenswerten Einfluß auf das heutige, von ihr unabhängige Landschaftsbild.

So scheint sich auch für das östliche Sauerland die ältere Auffassung zu bestätigen, nach der sich im Alttertiär eine neue, eine zweite Einebnungsfläche gebildet hat. Diese Ansicht geht letzten Endes zurück auf Gedankengänge, die schon Philippson ⁴²⁾, Kaiser ⁴³⁾ und Oestreich ⁴⁴⁾ vertreten haben, denen dann die meisten Morphologen folgten. Die tertiäre Rumpffläche wird deshalb auch durchweg als Ausgangsfläche für die Entwicklung des heutigen Oberflächenbildes gewählt. Nur ist man über die genaue Entstehungszeit und das weitere Schicksal dieser flachwelligen Fläche in geringer Meereshöhe verschiedener Ansicht.

Nach Goebel ⁴⁵⁾ sind die heute vorhandenen Restflächen in verschiedener Höhenlage Teile einer einheitlichen, prämiozänen Rumpffläche. Sie wurde im Jungtertiär schräg gestellt, wobei sich das Gebiet längs zweier Systeme von quergerechtigten Abbruchlinien — im Westen die Niederrheinische Bucht, im Osten die Hessische Senke — hob, und zwar einseitig in der Art, daß eine Abdachung von Südsüdosten nach Nordnordwesten entstand. So ist das Südergebirge auch genetisch eine Pultscholle. Dieser Auffassung schließt sich auch Paeckelmann ⁴⁶⁾ an, abgesehen von seiner anderen Deutung der Rumpffläche. Die entscheidende Heraushebung legt er an die Wende Pliozän-Diluvium. „Das Hebungszentrum lag im Herzen des Sauerlandes, im Rothaargebirge und seiner nördlichen Fortsetzung. Die Hebungsachse dieser Pultscholle folgt annähernd dem Streichen der variskischen Falten... Das Böschungsverhältnis der nördlichen Abdachung der Pultscholle berechnet sich auf etwa 1 : 50“ (Abb. 17).

b) Großstufen und Flächen (Abb. 5, 17, 18, Tab. 1)

Eigenart und Bedeutung dieser beiden Formen hat erstmalig Oestreich ⁴⁷⁾ erkannt. Schon das merkwürdige „Plateau von Winterberg“, das sich ihm in Höhe von 700 m wie das „Dach des Gebirges“ darstellte, hatte ihn bei seiner Wanderung aufs stärkste beeindruckt. „Nicht zu einem Paß“, so schreibt er nachträglich 1926 ⁴⁸⁾, „hob sich das Tal der Ruhr hier in die Höhe, sondern zu einer breiten Plattform, die so sicher wie nur möglich der Rest einer Rumpffläche war, ein letztes Stück unverletzter

41) Neumann, Rheinisches Schiefergebirge, 1935.

42) Philippson, Rheinisches Schiefergebirge, 1903.

43) Kaiser, Rheintal, 1909.

44) Oestreich, Schiefergebirge, 1908, 1909, 1913 und 1926.

45) Goebel, Ruhrgebiet, 1916; Lennehaupttal, 1919; Lauf der Ruhr, 1925; Alttertiäre Rmpffläche, 1926; Heterogene Talsysteme, 1926.

46) Paeckelmann, Nordöstl. Sauerland, 1931.

47) Oestreich, Schiefergebirge, 1913 und 1926.

48) Oestreich, Schiefergebirge, 1926.

Peneplain, angekerbt und zerschnitten von junger, ja jüngster Talerosion“. Aber noch größer war sein Erstaunen, als er „in südöstlicher Richtung auf der nach der Peripherie zu immer stärker modellierten Plattform weiterwandernd, mit einem Male von der Höhe des 757 m hohen Bollerberges zu seinen Füßen, 300 m tiefer, eine fast unübersehbar große Fläche liegen sah.“ Diese Beobachtungen führten ihn zu der Unterscheidung von zwei Flächen, der 600—750 m hohen Ederkopf-Winterberg-Plattform, der er miozänes Alter zuschrieb, und der pliozänen Waldecker Randfläche in 350—450 m Höhe, beide getrennt durch die Bollerberg-Großstufe. Obgleich seine Auffassung hinsichtlich der Flächen durch spätere Forschungen etwas abgeändert wurde, ist doch mit der Erkenntnis der Großstufen, der großen Steilhänge, ein wichtiges Kriterium für eine formenkundliche Großgliederung des Südergebirges ermittelt worden.

Am eindeutigsten und bekanntesten ist die sogenannte Bollerbergstufe im Osten. Sie läßt sich von Hoppecke bis Battenberg in fast nord-südlicher Richtung verfolgen. Ihre Firstlinie liegt im Norden in 700—720 m Höhe, steigt zur Mitte auf 770—790 m und sinkt im Süden auf 550—600 m. Die Fußfläche bewegt sich in ihrer Höhenlage zwischen 440 und 500 m, nur unterbrochen durch die 600 m hohen, im variskischen Streichen angelegten „Eisenberge“, „Buhberge“ und „Hainberge“. Der Abfall beträgt also 150—250, ja sogar 300 m. Nicht so deutlich ist die südöstliche Großstufe. Von Battenberg fällt sie zunächst mit dem Abfall der bis 674 m ansteigenden Sackpfeifenhöhe zusammen, südlich der Lahn verläuft sie fast parallel mit der 460 m hohen Simmersbacher (oder Eibelshausener) Senke, und dadurch, daß diese ihr vorgelagert ist, beträgt der Abfall durchweg 150—200 m.

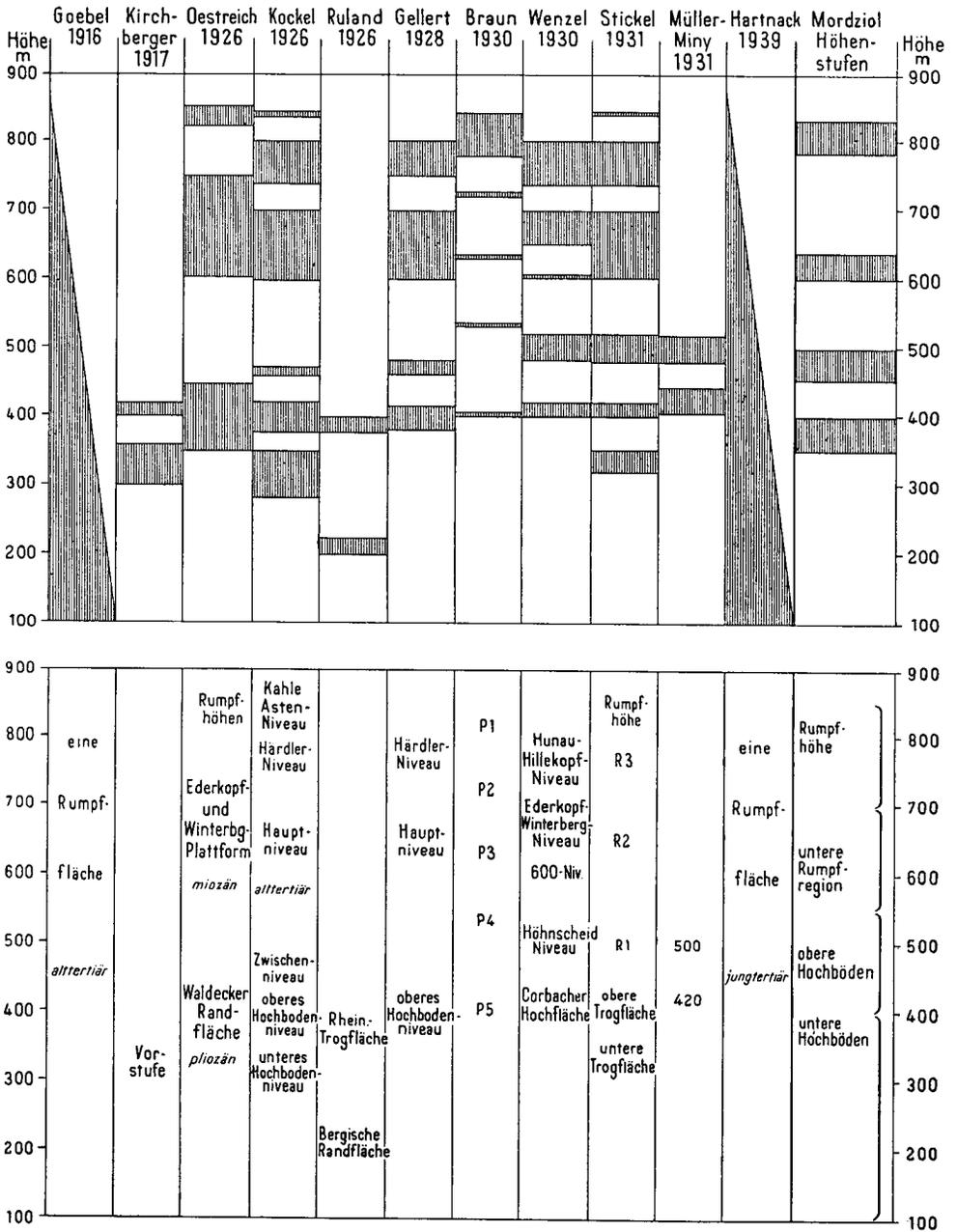
Demgegenüber tritt die nordwestliche „Ramsbecker Stufe“, die Baum⁴⁹⁾ erstmalig beschrieben hat, in ausgezeichneter Weise hervor. Sie beginnt östlich der Wenne bei Dorlar mit Höhen von 600 m, steigt allmählich auf 740 m an, um bis Hoppecke wieder auf 640 m abzusinken. Zwar ist diese Hangstufe durch steil eingeschnittene Täler in zahlreiche Riedelkuppen aufgelöst, und ebenso ist das Vorland in eine Fülle von Riedelplatten gegliedert, dennoch tritt der endgültige Anstieg zum Hochsauerland deutlich hervor, da das Vorland, das teilweise in seinen Bergkuppen Höhen von 600 m erreicht, von schmalen, den Hang parallel verlaufenden Senken durchzogen wird.

An der Wenne biegt die Großstufe, die Wennestufe, fast rechtwinklig nach Südosten um. Ihr First überragt mit Höhen von 650—700 m das südwestlich vorgelagerte Wennegebiet um 150—200 m. Erst im Oberlauf der Lenne nimmt der Steilhang für eine kurze Strecke als Fredeburger Stufe die südwestliche Richtung auf, um dann wiederum unvermittelt fast rechtwinklig nach Nordwesten umzubiegen. Durch den Verlauf der Großstufen entsteht hier im Nordwesten eine weit ins Rothaargebirge vorspringende, von drei Seiten begrenzte Senke, die sogenannte Fredeburger Gebirgskammer. Auffällig ist, daß diese Kammer an der Unna-Berleburger Störung liegt, und Müller-Miny⁵⁰⁾ hält es für möglich, daß es sich um ein Einbruchgebiet handelt. Doch fehlt bisher eine geologische Spezialaufnahme. Von Cobbenrode läßt sich die Stufe wieder nach Südwesten verfolgen bis zum Mittellauf der Bigge im Kreise Olpe. Hier biegt sie endgültig nach Südosten um und zieht in einem buchtenreichen Verlauf, zum Teil als Wasserscheide benutzt, bis zur Nordostecke der Kalteiche. Der Höhenunterschied von Firstlinie und Fußfläche schwankt zwischen 100 und 200 m. Die „Siegerländer“ Stufe ist in zahllose Bergriedel aufgelöst, die sich zum Teil als Vorberge von der Hauptstufe gelöst haben. — Im allgemeinen weisen die Großstufen kaum Beziehungen zum Flußnetz auf, selten tragen sie bedeutende Wasserscheiden,

49) Baum, Obere Mittelruhr, 1926.

50) Müller-Miny, Morphologische Beobachtungen, 1931.

Tabelle 1 **Gliederung der Flächen nach verschiedenen Autoren**



auch fehlt ihnen ein begleitender Saumfluß. Vielmehr werden sie von jungen Abdachungsflüssen durchbrochen und zerschnitten.

Die Bedeutung der Großstufen für unsere Fragestellung liegt vor allem darin, daß sie eine morphogenetische Zweigliederung, einen Stockwerkbau, bedingen: in einen bis zu 500 m ansteigenden Unterbau, den Sockel, und in einen bis 840 m aufragenden Oberbau, den sogenannten Rothaarblock⁵¹⁾. Mit seinem trapezförmigen Grundriß ist dieser Block das verkleinerte Abbild des süderländischen Berglandes, nur ist er etwas verschoben und in den variskischen Gebirgsbau sichtbarer und augenfälliger eingeordnet. So verlaufen die Südost- und Nordwestgrenzen ganz im variskischen Streichen, auch bei der Ostgrenze ist eine Anlehnung an den Gesteinsuntergrund offensichtlich, wenn auch zugleich eine auffällige Parallelität mit der im rheinischen Streichen angelegten Hessischen Senke nicht zu verkennen ist. Dagegen fehlt der Südwestgrenze jegliche Beziehung zum Gebirgsbau, ihr Gesamtverlauf hat nur eine gewisse Ähnlichkeit mit den tertiären Bruchlinien der Niederrheinischen Bucht. Schon diese Überschneidung verschieden alter Strukturlinien deutet darauf hin, daß die Ausbildung des Rothaarblockes erst jüngeren Alters ist und seine Anlage trotz des Wiederauflebens älterer Streichrichtungen nichts mit dem alten Gebirgsbau zu tun hat. Das wird auch noch dadurch bestätigt, daß er in sich sowohl Elemente des Siegerländer Blockes wie des west- und ost-süderbergischen Synklinoriums vereinigt.

Nach Oestreich wird der Rothaarblock nur von einer etwas verbogenen Hochfläche überzogen, der er miozänes Alter zuschreibt. Diese Auffassung wird aber von jüngeren Forschern bestritten. Sie glauben vielmehr, mehrere alttertiäre *Ver-eb-nungs-flä-chen* erkennen zu können. Schon die orographische Gliederung rechtfertigt eine solche Vermutung. Im Südwesten hält z. B. das Bilsteiner Bergland durchweg Höhen von 600 m; mit einer deutlichen, von Quellflüssen der siegreich gegen das Edergebiet vordringenden Lenne in zahlreiche Riedel aufgelösten Stufe setzt es gegen den Rothaarkamm ab, der mit dem anschließenden Ederkopfgebiet 650—680 m hoch liegt. Erst im Norden, im Bereich des Astengebirges, werden Höhen über 700 m erreicht, denen bis zu 840 m hohe Bergplateaus aufsitzen. Diese aus den Höhenverhältnissen abzuleitende Gliederung haben Kockel, Gellert, Wenzel, Stickel und Braun in ein Flächenschema einzuordnen versucht, ohne daß bisher eine befriedigende Übereinstimmung erreicht wurde (Tab. 1).

Kockel⁵²⁾, dem sich auch Gellert⁵³⁾ anschließt, unterscheidet drei Niveaus. Das höchste, das Niveau des Kahlen Asten, läge in 800—840 m Höhe und sei noch gut zu beobachten am Kahlen Asten (843 m), Hopperkopf (831 m), Heggekopf-Ettelberg (843 bzw. 838), Langenberg (843), vielleicht an der Hunau (841) und in etwa noch auf der Ziegenhelle (816m). Diese Plateauberge seien deutlich durch Gefällsknicke gegenüber dem zweiten Niveau, welches die Reste der sogenannten Händlerfläche umfaßt, abgesetzt. Zu diesem Flächenverband rechnet Kockel die höchsten Erhebungen des Rothaarkammes, die Hohe Hessel, den Riesenberg, den Händler (756m), ferner den Albrechtsberg, die Sange (788), die Steinröd bei Niedersfeld (790 m), am Pötz (786), Hopperkopf und Hillekopf bei Küstelberg, den Schloßberg, den großen Bromberg und die Umgebung der Ziegenhelle. Nach Norden sänke das Niveau ab, im Bastenberg erreiche es noch 745 m, am Istenberg 727 m und am Heidkopf 715 m. Ebenfalls soll nach Südwesten ein Absinken festzustellen sein, der Homberg nordöstlich von Berleburg, den Kockel noch als

51) Wenzel, Der Ostrand, 1930, bezeichnet ihn als „Sauerländer Block“, der den Raum zwischen der oberen Lahn und der obersten Ruhr und Hoppecke einnimmt mit den Eckpunkten Jagdberg am Lahnhof, Sackpfeife bei Biedenkopf, Bastenberg bei Ramsbeck und Hemberg bei Bontkirchen. Wenzel hat die Großstufen nicht in ihrem gesamten Verlauf verfolgt, so daß sich die Grenzen seines Sauerländer Blockes nicht ganz mit den oben angegebenen Grenzen des Rothaarblockes decken.

52) Kockel, Piedmonttreppe, 1926.

53) Gellert, Großmorphologie, 1928.

Fortsetzung des Hårdlerniveaus an der Ziegenhelle auffaßt, ist nur noch 721 m hoch. — Das dritte Niveau, das Hauptniveau, nimmt nach Kockel die größte Fläche ein. Seine Höhenlage schwankt zwischen 600 und 720 m; nur vereinzelte, im Vorland liegende Inselberge seien niedriger (z. B. der Giebelwald im Siegerland 527 m). Alle Flächen sollen nach Kockel präoligozänen Alters sein.

Braun⁵⁴⁾ kommt indes auf Grund eigener Untersuchungen und einer Darstellung von Hartnack⁵⁵⁾ zu einem anderen Flächenschema, das er an einem von Hartnack entworfenen Profil erläutert. Das zentrale Bergland bildet mit seinen 780-m-Höhen und der 840 m hohen Gipfelfläche die oberste Stufe (P 1), darunter liegt die Winterberger Fläche mit 720 m (= P 2); der Ederkopfflattenform entspräche P 3 = 630 m. Leider fehlen bei Braun genaue Verbreitungsangaben, so daß man keine rechte räumliche Vorstellung von seiner Auffassung erhält⁵⁶⁾.

Eine dritte Flächengliederung stammt von Wenzel⁵⁷⁾, dem auch eine kartographische Festlegung zu danken ist. Er trennt ebenfalls innerhalb seines Sauerländischen Blockes drei Niveaus. Das höchste soll nach ihm das Hunau-Hillerkopf-Niveau in 740—800 m Höhe sein, das besonders gut im nördlichen Teil entwickelt sei und dem höhere Rücken aufsitzen. Unter ihm läge das Ederkopf-Winterberg-Niveau in 650—700 m und das 600-m-Niveau, das sich in einzelnen Resten über die Kalteiche, den Schelder Wald und die Höhe in den Hochwesterwald erstrecke. Die letzte Verflächung deckt sich mit Kockels Hauptniveau, das aber auch das Ederkopf Winterberg-Niveau umfaßt, dem Wenzel eine selbständige Stellung einräumen will. Das Hunau-Hillekopf-Niveau ist dem Hårdler-Niveau von Kockel gleichzusetzen, dagegen fehlt bei Wenzel das Kahle-Asten-Niveau. Die tiefer gelegenen Verflächungen werden von Wenzel als alte Talböden bezeichnet, sie folgen weitgehend den heutigen Flüssen, sollen aber besonders im Süden über die Wasserscheiden hinweg miteinander verbunden sein. Sie zeigen weder nach Süden noch entlang den Flüssen eine merkliche Erniedrigung, während das höchste Niveau nach Süden abbiegen soll.

Zuletzt hat Stickel⁵⁸⁾ die bisherigen Ergebnisse noch einmal überprüft und in die größeren Zusammenhänge einzuordnen versucht. Er möchte wiederum die 840-m-Stufe als oberste und älteste Rumpffläche beibehalten. Darunter liegt seine R-3-Fläche in 740—800 m Höhe, die vollständig identisch ist mit dem Hårdlerniveau von Kockel und Gellert und dem Hunau-Hillekopf-Niveau Wenzels. In seiner nächsttieferen Verebnungsfläche (= R 2) faßt er aber wieder das Ederkopf-Winterberg-Niveau und das 600-m-Niveau von Wenzel zusammen und gleicht sich damit mehr der Gliederung von Kockel und Gellert an.

Es ist klar, daß angesichts der bisher erzielten geringen Übereinstimmung⁵⁹⁾ eine befriedigende Deutung der Hochflächen und der begrenzenden Großstufen des Rothaarblockes nicht möglich ist. Die Verteidiger einer einheitlichen Rumpffläche sehen in den Großstufen Verbiegungshänge oder Härtlinge, die die gleichalten Hochflächen trennen. So spricht z. B. Maull⁶⁰⁾ den Bollerberghang — die andern Großstufen fehlen in seiner Karte — als Verbiegungshang an, der durch die junge Erosion in Riedel aufgelöst wurde. Goebel⁶¹⁾ und Paeckelmann⁶²⁾ sehen in der Bollerberg- und Ramsbecker Stufe Härtlinge, die gewissermaßen einen Schutzwall bilden, hinter

54) Braun, Synthetische Morphologie, 1927/28.

55) Hartnack, Rothaarlandschaft, 1928.

56) In Hartnacks späterer Arbeit, Morphogenese, 1922, sind die Bezeichnungen (P = Piedmontstufe) fallen gelassen, er geht dabei allem Anschein nach auch nicht mehr auf seine älteren Ergebnisse ein.

57) Wenzel, Ostrand, 1930.

58) Stickel, Die Hochflächen des Rhein. Schiefergebirges, 1930.

59) Das besagt aber nicht, wie Paeckelmann, Nordöstl. Sauerland, 1931, meint, daß eine Flächen-gliederung unmöglich sei.

60) Maull, Geomorphologie des Rheinischen Lebensraums, 1928.

61) Goebel, Ruhrgebiet, 1916.

62) Paeckelmann, Nordöstl. Sauerland, 1931.

dem sich die alte Rumpffläche in großer Höhenlage erhalten konnte. Ihre Feststellungen beschränken sich aber nur auf die beiden genannten Stufen, für die die angeführte Gesteins Härte zweifellos zutrifft. Doch gilt diese Begründung nicht für die andern Großstufen, wo keine Anzeichen für eine ähnliche morphologische Wertigkeit des Gesteins vorliegen. Ich möchte deshalb auch Kockel⁶³⁾ zustimmen, wenn er meint, daß wohl die topographische Lage der Großstufe mit der Härte des Gesteins erklärt werden kann, nicht aber die gesamte Genesis des Gebirgsblockes. Einleuchtender ist schon die Deutung von Oestreich⁶⁴⁾. Er nimmt ebenfalls eine stärkere Heraushebung des Rothaarblockes an⁶⁵⁾, wodurch periphere Verbiegungshänge geschaffen wurden und die alte Rumpffläche in verschiedenen hohe Lage versetzt wurde. Während aber die hochgelegene erhalten blieb, wurde die tiefer gelegene, da sie mit alttertiären Lockermassen erfüllt war (wie z. B. die Hessische Senke), ausgeräumt. Eine neue Erosionsbasis entstand, von der aus sich eine neue Verebnung gebirgseinwärts vorschieben konnte. Die Verbiegungshänge wurden zurückverlegt und zu reinen Erosions- und Denudationshängen umgearbeitet. Im Osten übernahmen das die Flüsse der Hessischen Senke, im Westen und Norden die der Niederrheinischen und Westfälischen Bucht. Dabei leisteten naturgemäß die härteren Partien am längsten Widerstand und bestimmten dort, wo sie gehäuft auftreten, die heutige topographische Lage der Steilhänge.

Mit der von Oestreich vertretenen Auffassung werden Gesichtspunkte geltend gemacht, die Kockel, Wenzel und Stickel in modifizierter Form übernahmen, nur schärfer und deutlicher ausgestaltet. Sie hatten nicht nur zwei Verflachungen und den sie trennenden Steilhang zu deuten, sondern mußten zugleich eine Erklärung für die Mehrflächigkeit geben.

Kockel, der seine Untersuchungen vom Siegerland aus führte, geht dabei von Auffassungen aus, die W. Penck⁶⁶⁾ erstmalig für die deutschen Mittelgebirge entwickelt hat, von der Ausbildung einer sogenannten Rumpftreppe oder Piedmonttreppe. So sollen seine drei Niveaus entstanden sein infolge einer kuppelförmigen Aufwölbung, bei der das Bergland gleichzeitig in die Höhe und Breite gewachsen sei. Der Rothaarblock gleiche also einer exzentrisch gelagerten Kuppel, umgeben von abgelenkten Verflachungen, die wiederum durch Erosions- und Denudationsstufen getrennt werden. Dagegen nehmen Wenzel und Stickel mehr eine en-bloc-Hebung an, die ruckweise erfolgte und bei der Hebungs- und Stillstandsphasen miteinander wechselten. In den Ruhephasen sollen sich dann jüngere Verebnungsflächen, besonders entlang den Flüssen, ins Gebirge eingearbeitet haben⁶⁷⁾.

Die hier kurz umrissenen Auffassungen zeigen, wie weit man von einer befriedigenden Gesamtlösung entfernt ist. Das liegt zum Teil daran, daß sich die Untersuchungen durchweg auf kleine Teilgebiete beschränkten. Ferner fehlen jüngere tertiäre Ablagerungen, und drittens hat man bisher, wie Neumann dargetan hat, zu wenig die jüngeren Faltungsvorgänge beachtet.

Weit klarer lassen sich schon heute trotz einiger Unstimmigkeiten die Flächen des unteren Stockwerks, des Sockels, überschauen, die zwischen 150 und 500 m liegen. An Stelle der Goebelschen Auffassung, nach der alle Ebenheiten auf Berg-

63) Kockel, Piedmonttreppe, 1926.

64) Oestreich, Schiefergebirge, 1926.

65) Der Begriff Rothaarblock findet sich bei Oestreich noch nicht, überhaupt beachtet er nur die Verhältnisse des nordöstlichen Südergebirges.

66) Penck, W., Morphologische Analyse, 1920, Morphologische Analyse, 1924; Piedmontflächen des südl. Schwarzwaldes, 1925.

67) Jüngst hat Reich, Erl. Bl. Berleburg, 1935, auch tektonische Vorgänge für die verschiedenen hohe Lage der Hochflächen verantwortlich gemacht. Er unterscheidet vier Niveaus, die aus einer einheitlichen und gleich alten Fläche durch tektonische Bewegungen (Brüche) entstanden sein sollen. Entscheidend sind dabei West-Ost-Linien und nicht, wie Hartnack annimmt, Nordsüdlinien.

riedeln und Bergplatten Reste einer einheitlichen alttertiären Oberfläche sein sollen, hat sich immer mehr die Ansicht durchgesetzt, nach der mehrere verschiedene alte Verflächungen vorliegen. Zwar besteht heute noch nicht eine einwandfreie Kartierung, Datierung und Bezeichnung, so daß wir uns auf eine Wiedergabe der Höhenlage beschränken und danach eine morphographische Abgrenzung vornehmen müssen.

Im allgemeinen unterscheidet man vier Niveaus. Das höchste liegt in 480—540 m Höhe. Wenzel hat es als Höhnscheidniveau am Ostrand des Rothaarblockes ausgesondert, Stickel bezeichnet es als R-1-Fläche, und Müller-Miny hat es als 500-m-Niveau am Rande des Bilsteiner Berglandes und der Ramsbecker Stufe bis nach Meschede verfolgt. Braun kennzeichnet es als P-4-Fläche in 530 m Höhe, die Baum⁶⁸⁾ im nordöstlichen Sauerland kartographisch festzulegen versuchte. Neumann⁶⁹⁾ beschrieb ein 530—540-m-Niveau im Gebiet von Brilon und Marsberg, das sich allmählich auf 500 m erniedrigt. Zu ihm rechnet er auch die Briloner Hochfläche, die als Massenkalkplatte entwickelt ist. Auch Kockels Zwischenniveau in 460—470 m Höhe, das er nördlich der Kalteiche festgestellt hat, ist noch diesem Flächenverband zuzuordnen.

Danach ist dieses Niveau an der Südwest- und Ostflanke des Rothaarblockes nur als schmaler Saum entwickelt, dagegen weiter verbreitet im Nordwesten im Attendorner Bergland, in der Fredeburger Kammer und im Mescheder Bergland, besonders ausgedehnt aber im Nordsauerland, im Arnberger Wald, auf der Warsteiner und der Briloner Hochfläche.

Weit größere Bedeutung besitzt das 400—440-m-Niveau. Oestreich hat es zuerst beschrieben und nach seiner Lage als Waldecker Fläche bezeichnet. Tatsächlich begegnet uns diese Verflächung, die Wenzel als Corbacher Hochfläche einführt, östlich der Bollerbergstufe in prachtvoller Ausbildung, schwach aufgegliedert durch schmale Bergrücken und nur hin und wieder durch südwest-nordöstlich streichende Höhenzüge und Senken unterbrochen. Sie ist die Verflächung des Medebacher Vorlandes schlechthin. Weit verbreitet ist das 420-m-Niveau auch im südwestlichen Gebiet, im Siegerland und im Wendener Ländchen des Kreises Olpe.

Kockel setzt es hier gleich mit dem oberen Hochbodenniveau von Mordziol⁷⁰⁾. In seiner Verbreitung schließt es sich eng an das heutige Flußnetz an, und so erklärt sich auch sein buchtartiges Vordringen im Sieggebiet mit Hilfe der erosionskräftigen Siegquellflüsse und die Ausbildung des scharfen Erosionshanges der Siegerländer Stufe, die mit einem Abfall von 150—200 m das Hochbodenniveau vom Hauptniveau des Rothaarblockes trennt. Zum oberen Hochbodenniveau rechnet Kockel auch die Biggeplattform des Wendener Landes, die schon Goebel als besonders flachwellig ausgesondert hatte.

Ebenso findet sich diese Verflächung in den anschließenden Teilen des Oberbergischen Landes. Ihre Verbindung mit der Siegerländer Bucht folgte dabei nicht dem Laufe der heutigen Sieg, sondern, wie Kockel hervorhebt, durch die breite Pforte nördlich des Giebelwaldes bei Freudenberg. Im Sauerland haben Kirchberger, Müller-Miny⁷¹⁾ und Baum das 420-m-Niveau ebenfalls feststellen können. Baum bezeichnet es, dem Vorschlage von Braun folgend, als P-5-Fläche, Müller-Miny setzt es bei 405—440 m an und vergleicht es mit Stickels Troglfläche. Kirchberger beschreibt es als Fläche der Rumpfmulden in 400—420 m Höhe. Im Attendorner Bergland finden sich nur wenige Reste, ausgedehnter ist es in der Fredeburger Kammer und dem nordwärts anschließenden Wennegebiet. Die größte Ausdehnung besitzt es nördlich der

68) Baum, Obere Mittelruhr, 1926.

69) Neumann, Rhein. Schiefergebirge, 1935.

70) Mordziol, Stickels Morphologie, 1927; Antezedenz des Rheindurchbruchtales, 1910.

71) Kirchberger, Bergisches und westl. Sauerland, 1917 und Müller-Miny, Morphologische Beobachtungen, 1931.

Ebbe und des Homerts. Besonders gut ist es im Westsauerland erhalten, von hier greift es sogar westwärts über die Wasserscheide ins Mittelgebirgische hinein. Doch konnte seine Beziehung zu der nächst tieferen Verflächung hier noch nicht eindeutig geklärt werden. Auch östlich der Lenne lassen sich die 420-m-Verflächungen auf den Wasserscheiden noch gut beobachten, und sie sind sogar nach Nordosten um den Balver Wald herum zu verfolgen. Auch nördlich des Balver Waldes bildet die Verflächung einen schmalen Saum, bis er links der Hönne fast ganz verschwindet. Ebenso soll an den Flanken des Arnsberger Waldes und entlang der Ruhr und ihrer Nebenflüsse nach Angaben von Baum das Niveau noch vorhanden sein, wenn es auch an Ruhr und Möhne unter 400 m beginnt und flußaufwärts bis auf 500 m ansteigen soll ⁷²⁾.

Mit der unteren Grenze der beiden Flächen, die etwa mit der 400-m-Linie zusammenfällt, ist zugleich eine wichtige Höhenstufe innerhalb des Sockels gegeben, die sogenannte obere Hochbodenregion. Die Bedeutung der 400-m-Höhenlinie als geographische Grenze haben schon die Beamten der preußischen Verwaltung zu Anfang des vorigen Jahrhunderts erkannt. So setzt z. B. Rolshausen in seinem Bericht über die Katastralabschätzung 1832 ⁷³⁾ die Scheide zwischen der oberen und der unteren Gebirgsabteilung bei 1000—1200 Fuß = 320—360 m und trifft damit eine Höhenlinie, die sich auch für naturlandschaftliche Erscheinungen verwerten läßt.

An die obere Hochbodenregion schließen sich nach unten hin noch Verflächungen, die Mordziol zur Gruppe der unteren Hochböden zusammenfaßt. Zu dieser Region gehören das Hügelland des nordwestlichen Sauerlandes zwischen Menden und Gevelsberg nördlich der Linie Hagen—Iserlohn und fast das gesamte Bergische Land. Für das märkische Sauerland hat Kirchberger eine kurze Beschreibung gegeben.

Zu ihrer sogenannten Vorstufe rechnet sie zwei Flächen. Die höchste hält sich unmittelbar am Gebirgsfuß in 300—330 m Höhe. Sie liegt also 100 m tiefer als die sog. Rumpfmulden der oberen Hochbodenregion. Der Abfall tritt im nordwestlichen Sauerland besonders deutlich hervor, da den Fuß der Rumpffläche zwischen Gevelsberg und Hagen, Hohenlimburg und Deilinghofen breite Talzüge (Längsfurchen) begleiten. Bei Gevelsberg fehlt die Verebnung, sie ist aber weiter westlich bei Barmen wieder gut ausgebildet. Nach Westen scheint die Fläche allmählich in eine über Lennep nach Süden und Südosten verlaufende 360-m-Fläche überzugehen.

Eine ähnlich hohe Fläche liegt im Winkel zwischen Ruhr und Möhne. Sie findet sich ebenfalls in 320 m Höhe auf dem Haarstrang ⁷⁴⁾ und kappt somit Mittel- und Oberdevon, Carbon, Rotliegendes (Menden) und Kreide. An das 320-m-Niveau schließt sich nach Norden eine 250-m-Verflächung, die sich nach Westen bis Velbert fortsetzen soll. Zu ihm rechnet Kirchberger auch den Haarstrang in seinen westlichen tieferen Teilen, wo er ein schmales, ebenes Plateau bildet, das unmerklich von Kreide aufs Paläozoikum übergeht. Die Abdachung zum Vorland ist sehr sanft und ohne merkbliche Stufe: Westfälische Bucht und Südergebirge besitzen hier also keine markante morphologische Grenze.

⁷²⁾ Nach Baum, Obere Mittelruhr, 1926, soll die P 5-Fläche bei Arnsberg 320 m, bei Freienohl 420 m, bei Laer 470—490 m und auf Elatt Eversberg 490—520 m hoch liegen. Beiderseits der Möhne ist das Niveau ebenfalls in allmählichem Ansteigen bis zur Briloner Hochfläche zu verfolgen. Auf dem rechten Ufer liegt es durchweg auf dem Haarstrang, auf der linken Seite reicht es über die Warsteiner Hochfläche z. T. mit steilerem Rand an das höhere Niveau des Plackweges heran. Südlich der Ruhr geht das P 5-Niveau in die Täler der Nebenflüsse, so um Röhr und Sorpe bis an die höhere Homertschwelle heran. An Wenne und Henne sind die Troglflächen weit nach Süden verbreitet. Die P 5-Flächen grenzen überall mehr oder weniger steil oder mit allmählichem Übergang an das höhere Niveau, an die P 4-Fläche, die durchweg 50—60 m höher liegt als P 5.

⁷³⁾ Allgemeine Bemerkungen des Generalkommissars Rolshausen über die Ergebnisse der Katastral-Abschätzungen in den westlichen Provinzen, 1832. Manuskript.

⁷⁴⁾ Die von Baum (vgl. Anm. 72) gegebene Einordnung ist also nach den Angaben von Kirchberger nicht haltbar.

Über die Randflächen des Bergischen Landes hat Breddin ⁷⁵⁾ eine kurze Übersicht gegeben. Nach ihm ist die gesamte Abdachung eine im jüngsten Pliozän entstandene Fastebene. An sie schließen sich die Höhenterrassen am Rande des Bergischen Landes an, die Breddin in 5 Talstufen gliedert, dann erst folgen die diluvialen Flußterrassen. Philippson ⁷⁶⁾ ist anderer Meinung. Seine sog. Trogfläche, die das gesamte Bergische Land beherrscht, ist ein Mittelding zwischen Hochfläche und Flußterrasse, die sich im ganzen Rheinischen Schiefergebirge zwischen die alttertiären Rumpfflächen und die jungen diluvialen Flußterrassen des Rheins, der Mosel und der Lahn in einer Höhe von 320—400 m schiebt. Sie ist also das älteste Formenelement, das eine Beziehung zu den heutigen Hauptflüssen erkennen läßt, entstand im Obermiozän aus dem Zusammenwirken tektonischer Bewegungen und Flußverebnungen und enthält auch noch abgesunkene Teile der älteren Rumpffläche. Richter ⁷⁷⁾ möchte sie sogar in ihrer ganzen Ausdehnung zumindestens für das Oberbergische Land als tief eingesunkenes Stück der präoligozänen Landoberfläche ansehen. Der verschiedenartigen Verwitterung legt er keinerlei Bedeutung bei. Von dieser Trogfläche gliedert Ruland ⁷⁸⁾ noch eine Randfläche in 200—250 m Höhe ab. Sie entspricht in der Höhenlage dem Siegtrog von Knuth ⁷⁹⁾, ist also jünger als die 320—400 m hohe rheinische Trogfläche. Die tiefere Fläche umfaßt u. a. den Härtling des Lüderichs (258 m), die 230—250-m-Höhen des Remscheider Sattels, ferner als Eintiefungen die Gladbacher Kalkmulde und die angrenzenden Schiefergebiete. Als Grenze nach Osten wird die 250-m-Linie angesehen.

Eine weitere Aufgliederung der bergischen Randfläche hat L. Hoos ⁸⁰⁾ durchgeführt. Sie will im Anstieg des Bergischen Landes eine riesige Treppe erkennen, „deren sehr breite, doch niedrige Stufen in etwa 180, 200, 220, 240, 260 und 280 m von der Hauptterrasse in 160 m im Südwesten gegen die rheinische Trogfläche in ungefähr 350 m im Nordosten ansteigen. Diese Flächen werden gedeutet als mittlere Stillstandsanlagen der Flußeintiefung des Rheins zwischen der jungtertiären Trogfläche und den diluvialen Terrassen des Rheins“.

Überprüft man die bisherigen Ergebnisse der Hochflächenforschung im Südergebirge, so liegt trotz mancher Unzulänglichkeiten ihre Bedeutung für eine naturräumliche Gliederung in erster Linie in der Herausstellung von morphologischen Höhenstufen. Deutlich läßt sich durch den Verlauf der Großstufen ein Oberbau mit Rumpfhöhen von einem Unterbau, dem Sockel, mit jüngeren Verebnungen (Hochböden) absetzen. Darüber hinaus kann man innerhalb eines jeden Stockwerkes, wenn auch zunächst nur rein orographisch, noch zwei Unterabteilungen erkennen, so daß im Südergebirge mit Hilfe der Hochflächen vier Höhenstufen auszusondern sind (Abb. 18):

1. das über 700 m hohe Dach des Astengebirges,
2. die in 550—700 m gelegene untere Rumpfhöhenstufe des Rothaarberglandes,
3. die obere Hochbodenstufe in 400—550 m Höhe, umfassend das gesamte Sauerland (ohne Niedersauerland) und das ganze Siegerland und
4. die untere Hochbodenstufe von 150 auf 400 m ansteigend, ausgebildet im Niedersauerland und im Bergischen Land.

⁷⁵⁾ Breddin, Bergisches Land, 1927.

⁷⁶⁾ Philippson, Rheinisches Schiefergebirge, 1903.

⁷⁷⁾ Richter, Südl. Oberbergische, 1922.

⁷⁸⁾ Ruland, Terrassen zwischen Sieg und Wupper, 1925.

⁷⁹⁾ Knuth, Terrassen der Sieg, 1923.

⁸⁰⁾ Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936.

c) Vollformen und Hohlformen (Abb. 5, 18)

Neben den Großstufen und Hochflächen, die in ihrer Verteilung eine morphologische Höhenstufung bedingen, treten noch andere Großformen, wie Höhengschwellen, Riegel, Kammern, Senken und Mulden hervor, die nicht nur eine schärfere horizontale Gliederung veranlassen, sondern zugleich die kleinsten Formengemeinschaften darstellen und in ihrer räumlichen Anordnung uns ein Bild von dem naturräumlichen Gefüge vermitteln.

Unter ihnen sind am auffälligsten die langgestreckten Vollformen, die Höhenrücken. Zwei Richtungen herrschen vor, eine südwest-nordöstliche, gleichlaufend mit dem Streichen des variskischen Gebirgsbaus, und eine südostsüdlich-nordwest-nördliche, die mehr oder minder dem rheinischen Streichen entspricht. Dadurch entsteht in manchen Gebieten eine drahtnetz- oder schachbrettartige Aufteilung, eine für die morphographische Gliederung des Südergebirges charakteristische Kammerung.

Vier Höhenzüge, aufgebaut aus jeweils mehreren Rücken, ziehen von Südwesten nach Nordosten. Da sie dem Gebirgsbau folgen, hat man sie auch als Längsrücken bezeichnet. Im Südosten bildet die Kalteiche und ihre, rein orographisch gesehen, nordöstliche Fortsetzung, die Sackpfeife, mit der eingeschalteten Eibelschauer Grobstufe zugleich die Grenze des Südergebirges. Die Kalteiche (Kalte Eiche oder Kalte Egge⁸¹), zu der auch die Haincher Höhe zu rechnen ist, baut sich vornehmlich aus unterdevonischen Schichten auf. Sie liegt auf der Grenze zwischen dem Siegener Hauptsattel, dessen Achse über Betzdorf und Siegen streicht, und der Dillmulde, deren Tiefstes etwa bei Niederscheld liegt⁸²), doch gehört sie noch ganz zum Siegerländer Sattelkomplex. Soweit aus der bisherigen geologischen Kartierung zu entnehmen ist, bildet den höchsten Teil der Kalteiche der Haigerseelbacher Sattel, dem einige Spezialsättel und -mulden im Norden und Süden vorgelagert sind. Die vorherrschenden Unterkoblenzschichten, reich in Sandsteinen und Quarziten, sind den umgebenden Tonschiefern an Widerstandsfähigkeit weit überlegen, so daß die Kalteiche rein beschreibend als Härtling anzusehen ist. Durchweg Höhen über 600 m haltend, scheidet der Höhenzug heute die Einzugsbereiche von Dill und Sieg und verbindet zugleich den Hochwesterwald (600—650 m) mit der Ederkopfplattform (620 m). Seine Kammlinie spaltet sich im Südwesten durch das Eingreifen des Hellerbaches; der kürzere nördlichere Ast zieht zum Simberg (529 m), der längere südliche über die Hoch zur Lipper Höhe (629 m), die schon zum Basaltplateau des Westerwaldes gehört.

Nach Süden ist der Kalteiche, getrennt durch die Täler der oberen Dill und ihrer Nebenflüsse, die Struth vorgelagert, die im Hemmerain eine Höhe von 560 m erreicht. Auch sie besteht aus ähnlichen Schichten und ist nach ihrem ganzen landschaftlichen Habitus noch zur Kalteiche im weiteren Sinne zu rechnen.

Die Sackpfeife bildet geologisch ebenfalls einen nach Norden überschobenen Sattel zwischen der Hatzfelder Mulde im Norden und der Mulde von Biedenkopf-Frohnhausen und Katzenbach im Süden⁸³). Dementsprechend greifen hier mitteldevonische Schichten schlauchartig nach Nordosten zwischen die jüngeren Schichten des Oberdevons und des Kulms vor. Die aufbauenden Schichten (Quarzite mit geringen Tonschiefern) sind sehr widerstandsfähig und bedingen diesen Härtling.

Mit einer Höhe von 674 m überragt der höchste Berg, die Sackpfeife, selbst gekrönt von harten Quarziten⁸⁴), die nördlich anschließenden Bergzüge nur um 30—40 m, dagegen das südliche Biedenkopfer Bergland um nicht ganz 150 m. Als

⁸¹) Schubert, Nassau, 1937, 1.

⁸²) Quiring, Erl. Bl. Burbach, 1934, 25.

⁸³) Schmierer, Erl. Bl. Biedenkopf, 1930, 26.

⁸⁴) Schmierer, Erl. Bl. Biedenkopf, 1930, 26.

markante Wasserscheide tritt der Höhenzug nicht hervor, vielmehr zielt die Eder-Lahn-Wasserscheide fast senkrecht auf ihn zu. Darin und in ihrem symmetrischen Bau unterscheidet sich die Sackpfeife sehr von der Kalteiche, und das deutet schon darauf hin, daß die Entstehung beider verschieden ist.

Der zweite bedeutende Höhenzug, der sich aus Nutscheid, Rüspe und Rothaar zusammensetzt, durchzieht fast das gesamte Südergebirge. Von der unteren Sieg bis zum Kahlen Asten läßt sich dieser Zug, der nur von der Biggeplattform unterbrochen wird, verfolgen.

Die Nutscheid beginnt im Westen mit Höhen von 220—250 m und steigt allmählich über 380 m (Hohes Wäldem) bis auf 450 m. Geologisch stellt sie nach Breddins Spezialkartierung⁸⁵⁾ eine Überschiebungszone dar. „Die dunklen, mürben Grauwacken und Schiefer des Eitorfer Sattels an der unteren Sieg stoßen in einer großen Überschiebungslinie, die fast über den Kamm der Nutscheid verläuft, auf die blaugrauen oder grünlichen Quarzitgrauwacken und Sandschiefer der Odenspieler Schichten.“ Trotz seiner geringen absoluten Höhe überragt dieser Höhenzug die benachbarten Landschaften um 30—50 m und fällt heute wegen seiner durchgehenden Bewaldung auf. Zugleich liegt auf seinem Kamm die Wasserscheide zwischen Sieg und Brölbach; damit trennt die Nutscheid das von der Niederrheinischen Bucht stärker beeinflusste Oberbergische Land von der eigenständigen Siegtallandschaft.

Rein orographisch gesehen, bilden Rothaar und die im Südsauerland gelegene Rüspe trotz ihres geschwungenen Verlaufes die nordöstliche Fortsetzung der Nutscheid. Schon durch seine Höhenlage (650—750 m) fällt dieser Höhenzug aus dem allgemeinen Rahmen heraus. Der geologische Bau der Rothaar ist im einzelnen wegen des Fehlens geologischer Spezialkartierungen noch nicht klar zu überschauen. Der größte Abschnitt gehört zum Siegerländer Block. Nach Ansicht von Denckmann⁸⁶⁾ soll dieser Block in seinem östlichen Teil zu einem regelrechten Schollengebirge zerstückelt worden sein, so daß ein klarer Faltenbau nicht zu erkennen sei. Demgegenüber hält Henke⁸⁷⁾ daran fest, daß „bei vollständiger Klärung der Schichtenfolge des alten Unterdevons auch... ein Faltenbau sich nachweisen lassen“ würde. Dementsprechend deutet er den Rothaarkamm auf Blatt Kirchhündem als einen Spezialsattel. Er setzt sich im Südwesten vornehmlich aus den zur Koblenzstufe gehörenden Varster Schichten zusammen, die aus mehr oder minder bankigen, z. T. gebänderten Grauwackensandsteinen und aus meist eisenschüssigen oder aus rauhgebänderten, z. Tl. rauhfaserigen Grauwackenschiefern bestehen. Daran schließen sich nördlich einer fast ostwestlich streichenden Linie Oberhündem-Wingeshausen, getrennt durch eine Verwerfung, die jüngsten Oberkoblenzschichten der sog. Cultrijugatuszone an. Sie bestehen aus grauen, kalkigen Tonschiefern mit flasrigen, unregelmäßigen Lagen rauherer sandigkalkiger Schichten und sind nicht besonders widerstandsfähig⁸⁸⁾. In diesem Abschnitt gehört die Rothaar in tektonischer Hinsicht schon zum Kernsauerland. —

Als Träger der wichtigen Rhein-Weserwasserscheide ist der Rothaarkamm, der zudem keine nennenswerte Pässe aufweist, zugleich die markanteste und bekannteste kulturgeographische Scheide innerhalb des Südergebirges.

Ebenso auffallend ist der dritte Höhenzug, die Ebbe-Homert-Schwelle, die durchweg 600 m hält und vereinzelt sogar auf 650 m ansteigt. Geologisch gehört der ganze Zug zum Ebbesattel, der, wie schon angedeutet, durch mehrere Spezialsättel und -mulden gegliedert und durch Verwerfungen zerstückelt ist. Nach der Verteilung der

⁸⁵⁾ Zitiert nach Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936, 123.

⁸⁶⁾ Denckmann, Mitteldevon, 1902.

⁸⁷⁾ Henke, Erl. Bl. Kirchhündem, 1922, 21.

⁸⁸⁾ Reich, Erl. Bl. Wingeshausen, 1936.

Schichten lassen sich zwei Abschnitte herausstellen, die außerdem noch durch die Lenne getrennt werden, der Homert im Osten und die eigentliche Ebbe im Westen.

Der Homert, benannt nach dem höchsten Berg, ist auf seiner ganzen Erstreckung von der Lenne bis zur Wenne durchweg aus unteren mitteldevonischen Schichten aufgebaut, die neben wenigen Tonschiefern vornehmlich aus Grauwackensandsteinen bestehen. Nach Osten zu taucht der geologische Sattel unter, zugleich übernehmen jüngere, härtere Schichten die höchsten Erhebungen, während die älteren, in den Sattelachsen gelegenen, weicheren Schichten ausgeräumt sind⁸⁹⁾. Auf dem Kamm des Homert liegt eine beachtenswerte Nebenwasserscheide. Hönne, Sorpe und Röhr entspringen hier und fließen direkt nach Norden. An seiner Südflanke begleiten ihn, parallel dem Schichtstreichen, kleinere Nebenflüsse der Lenne und Wenne.

Die Ebbe reicht von der Lenne im Osten bis zur Volme im Westen. An ihrem Aufbau sind silurische und unterdevonische Schichten beteiligt, unter denen die Ebbesandsteine, quarzitische Sandsteine und Konglomerate, als widerstandsfähige Schichten die höchsten Erhebungen einnehmen. Sie fallen aber keineswegs mit den Kernen der Spezialsättel zusammen, vielmehr enthalten diese weiche (Herscheider) Tonschiefer, so daß hier schmale Ausräume (z. B. am Ebbebach und bei Herscheid) entstanden sind⁹⁰⁾. Bemerkenswert ist das am südlichen Hang entlanglaufende, schmale Keratophyrband, das kurz vor Meinerzhagen nach Norden umschwenkt, um dann wieder nach Südwesten abzubiegen. Diesem Verlauf folgen auch die härteren Schichten, so daß bei Meinerzhagen der Abfall nach Westen gerichtet ist und damit die Ebbe in topographischer Hinsicht ihr Ende findet. Als Wasserscheide ist die Ebbe von untergeordneter Bedeutung. Abgesehen von der direkt nach Norden fließenden Volme und Verse, begleitet ihren Nordhang der im Streichen der Schichten angelegte Elsebach, dem nur kurze Bäche zufließen. Auch am Südhang fehlen bedeutende Flüsse, Lister und Bigge liegen weiter abseits; ihnen fließen die zahlreichen kleinen Rinnen und Bäche zu, die auf der Ebbe entspringen. In ihrer massigen Erhebung ist die Ebbe zweifellos eine selbständige Landschaft, die zugleich das Westsauerland vom Südsauerland trennt. Im Bergischen Land tritt der geologische Ebbesattel orographisch kaum hervor. Tone und Schiefer herrschen vor und bedingen ein flachwelliges Gelände. Dagegen machen sich an der Südflanke die zum unteren Mitteldevon gehörenden Mühlenbergschichten und die in der Brandenburgstufe auftretenden Unnenbergsandsteine, bestehend aus feinkörnigen Grauwackensandsteinen, als schwache Höhenzüge geltend. Besonders auffallend sind die Unnenberge, die sich von der Wasserscheide über Lieberhausen nördlich von Gummersbach in Höhen von 404—505 m verfolgen lassen. Sie bilden eine regelrechte Schichtstufe an der Südseite des geologischen Ebbesattels⁹¹⁾.

Der vierte, variskisch streichende Schwellenzug liegt im Bereich des Remscheider Sattels. Am deutlichsten tritt dieser Höhenzug in seinem östlichen Teil hervor. Schon Kirchberger hatte den Balver Wald mit seinen 500—520 m hohen Bergen und die vereinzelt, 500 m aufragenden Höhen westlich der Lenne zu einer „Altenaer Rumpfschwelle“ zusammengefaßt. Diese baut sich vornehmlich aus mitteldevonischen Schichten auf, welche hier als untere Honseler Schichten reich an widerstandsfähigen Grauwackensandsteinen sind. Sie bilden die oberste Kappe des Balver Waldes. Als Wasserscheide tritt der Balver Wald ebenfalls zurück. Soweit sie zwischen den kleinen Nebenbächen vorhanden ist, liegt sie auf der Südseite. Landschaftlich nicht so bedeutend ist der in der Verlängerung der Sattelachse gelegene Remscheider Höhenrücken. Seine höchste Erhebung, der Hohenhagen, mißt 379 m, und zahlreiche Quer-

⁸⁹⁾ Henke, Erl. Bl. Endorf, 1924, 6.

⁹⁰⁾ Vgl. geol. Spezialkarten Attendorn und Herscheid, 1922.

⁹¹⁾ Vgl. Profil auf Bl. Gummersbach, geol. 1:25.000.

⁹²⁾ Kirchberger, Bergisches und westliches Sauerland, 1917.

täler durchschneiden ihn in nordwest-südöstlicher Richtung. Trotzdem überragt er das ihm im Nordwesten und Südosten unmittelbar begleitende Gelände um 45—80 m und stellenweise sogar um 100 m. Der Höhenrücken entspricht genau dem Kern des Remscheid-Altenaer Sattels. Er besteht nicht nur aus den rauen, sandig-konglomeratischen Gesteinen der Verseschichten, sondern auch aus weichen, roten und grünen Schiefern der bunden Ebbeschichten, eine für die Deutung der Höhenrücken entscheidende Tatsache.

Nach Osten fehlt dem Remscheid-Altenaer Sattel eine ähnliche Erhebung. Wohl erreicht das Hachener Schollengebiet westlich von Arnberg, wo der Altenaer Sattel allmählich untertaucht, noch Höhen von 400 und 450 m. Aber diese werden doch durch einen südlich gelegenen Höhenzug, der sich von der Sorpe im Westen über die Hellefelder Mark (503 m), den Plackweg des Arnberger Waldes (Meschder 550 m, Nuttларer Höhe 542 m) bis zur oberen Möhne und Alme verfolgen läßt, um 50—100 m überragt. Für diesen Höhenzug fehlt ein einheitlicher Name. Den Abschnitt im Arnberger Wald nenne ich nach dem alten Verkehrsweg Plackweg-Höhe und den westlich der Ruhr gelegenen Sorpe-Bergland. Schon die eingeschobene Lage dieser Höhen zwischen der Remscheid-Altenaer Schwelle und dem Ebbe-Homertzug deutet auf einen anderen geologischen Bau hin. Tatsächlich bildet das Sorpe-Bergland geologisch einen Teil der Lüdenscheider Mulde, während die Plackweghöhe zur Nuttларer Mulde gehört⁹³). Am Aufbau sind vornehmlich die Arnberger Schichten des mittleren und unteres Namurs (Flözleeres Obercarbon) beteiligt. Sie enthalten neben tonigen Schiefern zahlreiche, oft gehäuft vorkommende Grauwackenbänke, die der Abtragung einen großen Widerstand entgegensetzen, so daß sie im Gelände als Rücken hervortreten. Gelegentlich finden sich sogar quarzitische Bänke⁹⁴). Auch im hydrographischen Netz nehmen Plackweghöhe und Sorpe-Bergland eine besondere Stellung ein. Der Plackweg trägt die weit nach Süden verlagerte Wasserscheide zwischen Ruhr und Möhne. Dagegen spielt das Sorpe-Bergland als Wasserscheide eine untergeordnete Rolle, die größeren Flüsse durchqueren es, während es nur für kleinere Nebenbäche eine Wasserscheide trägt, die entsprechend dem asymmetrischen Bau im Süden liegt. Nur so erklärt es sich, daß die Einheit des Plackweg-Sorpe-Berglandes von den Bewohnern nicht empfunden wird und ein zusammenfassender Name fehlt, obgleich heute jedem Beobachter schon die durchgehende Waldbedeckung dieses durch die Ruhr zerschnittenen Höhenzuges auffallen muß. Erst die Beachtung der andern Formenelemente wird uns diese volkstümliche Auffassung verständlich machen.

Überschaut man die Höhenzüge nach Bauart, Verbreitung und Höhe, so ist festzustellen, daß sie sich vornehmlich auf den Siegerländer Block und das westsüderländische Synklinorium beschränken. Im östlichen Südergebirge sind sie bis auf den Rothaarzug und die grundsätzlich anders gebaute Plackweghöhe nicht vertreten. Zum andern lehnen sie sich durchweg an variskisch angelegte Sattelzonen an, bilden teilweise sogar den Kern der Sättel, ohne daß eine unbedingte topographische Übereinstimmung erreicht wird. Nur die Plackweghöhe macht wiederum eine Ausnahme. Drittens sind fast alle aus mehr oder minder widerstandsfähigen Schichten aufgebaut und sind insofern sicherlich als Härtlinge zu werten. Viertens besitzen sie durchweg ziemlich einförmige, walfischrückenartige Formen und sind arm an Pässen. Dagegen ist ihre Bedeutung als Wasserscheide sehr verschieden, ebenso schwankt ihre absolute und relative Höhenlage erheblich. Im allgemeinen nimmt ihre Höhenlage von dem zentralen Höhenzug der Rothaar nach allen Seiten hin ab.

Diese Tatsachen müssen beachtet werden, wenn man zu einer Deutung gelangen will. Dazu müssen aber auch die mehr oder minder süd-nördlich streichenden Höhen-

⁹³) Vgl. geol. Karte 1:25 000 Bl. Arnberg-Süd und Packelmann, Östliches Sauerland, 1933.

⁹⁴) Kühne, Erl. Bl. Arnberg-Süd, 1938.

züge, die sog. Querrücken oder Riegel, in die Betrachtung einbezogen werden. Der erste, der meines Wissens auf diese Erscheinung aufmerksam gemacht hat, ist Müller-Niny⁹⁵⁾. Er hat bei seinen Untersuchungen im Südsauerland zwei Höhenrücken herausgestellt, die er als Riegel bezeichnet. Der eine liegt in unmittelbarer Nähe der Bigge-Agger-Wasserscheide (Biggeriegel) mit Höhen von 480—500 m. Er trennt das Bigge-Plateau vom Oberbergischen Land. Im Osten entspricht ihm der Cobbenroder Riegel, ein zwischen Rothaar und Homert zu beobachtender Höhenzug mit Maximalhöhen von 600 m. Beide Bergzüge lassen sich ohne viel Schwierigkeit nach Südosten mit vereinzelt, markanten Höhenreihen und Wasserscheiden verbinden. So läßt sich der Biggeriegel über den Giebelwald bis zum Hochwesterwald verfolgen. Dieser Querriegel, der zum Teil stark aufgelöst ist, bildet somit die Westgrenze der Siegerländer Kammer. Im Osten können hingegen die Ederkopfhöhen, welche die Wasserscheide zwischen Sieg und Eder-Lahn tragen, als Fortsetzung des Cobbenroder Riegels aufgefaßt werden. — Eine ähnliche Reihung von Höhen quer zum variskischen Streichen findet sich auch im Astengebirge. Hier bilden Wäldershöhe, Kahler Asten und Hunau die Westgrenze der Winterberger Hochmulde, während nach Osten die Höhen um den Langenberg die Mulde abriegeln. — Bemerkenswert ist, daß die Querriegel sich auf das hochgelegene, südöstliche Südergebirge beschränken, ihre Umgebung nur um ein wenig überragen und doch als Wasserscheiden eine oft bedeutsame Rolle spielen.

Die Deutung der Höhenrücken ist entsprechend der Einstellung der Morphologen sehr verschieden. Einige, besonders die Vertreter einer einheitlichen Rumpffläche, betonen in erster Linie ihren Härtlingscharakter. Doch schon Goebel⁹⁶⁾ mußte zugeben, daß die Widerstandsfähigkeit des Gesteins allein zur Deutung nicht ausreicht, sondern daß auch mit jungen tektonischen Bewegungen und Verbiegungen gerechnet werden muß. Die Vertreter der Mehrflächigkeit deuten die Höhen entweder als Rumpfschwellen, entstanden durch Verbiegung oder durch die Härte des Gesteins, oder sie sehen in ihnen Reste ehemaliger, weiter verbreiteter Verflächungen, die heute noch gebirgseinwärts als höhere Niveaus zu beobachten sind. So soll nach Kockel⁹⁷⁾ die Kalteiche heute noch das Hauptniveau tragen, das hier nach Südwesten etwas abbiegt; ebenso rechnet er die Ebbe zu diesem Niveau, und selbst der Giebelwald wird als stehengebliebener Inselberg des Hauptniveaus angesprochen. Auch Hamacher⁹⁸⁾ deutet das auffällige Absinken der Schwellen vom Rothaar (700 m) über die Ebbe (600 m) zur Altenaer Schwelle (500 m) als das Abbiegen einer alten einheitlichen Verebnungsfläche, deren Reste auf diesen Schwellen noch vorhanden sein sollen.

Die einzelnen Auffassungen sind deshalb schwer zu beweisen, weil geologisch-stratigraphische Kriterien fehlen. Darum hat Neumann⁹⁹⁾ in einem kritischen Überblick die geologisch nachzuprüfenden Flußterrassenprofile herangezogen, um wenigstens ein Maß für die diluvialen Bewegungen zu erhalten. Er hat dabei feststellen können, daß an den bedeutendsten Flüssen, an Lahn, Sieg und Lenne, die Terrassen verbogen sind, und zwar stets an jenen Stellen, wo die Flüsse markante Höhenzüge durchbrechen. So ist an der Lenne die ältere der altdiluvialen Terrassen unterhalb Finnentrop um etwas mehr als 15 m aufgebogen, und bei Altena findet sich eine ähnliche, wenn auch etwas geringere Verbiegung. Daraus zieht Neumann den Schluß, daß Ebbe-Homert und Altenaer Schwelle ihre höhere Lage einer jungen Heraushebung verdanken, die im Tertiär begann und noch im Diluvium nachklingt. Ursache ist ein vom Nordrand des Schweizer Juras wohl im Gefolge der Alpenheraushebung

⁹⁵⁾ Müller-Milny, Morphologische Beobachtungen, 1931.

⁹⁶⁾ Goebel, Alttertiäre Rumpffläche, 1926.

⁹⁷⁾ Kockel, Piedmonttreppe, 1926.

⁹⁸⁾ Hamacher, Lennetal, 1931.

⁹⁹⁾ Neumann, Großfaltung, 1935.

vor sich gehender Großfaltwurf, der die alte variskische Richtung wieder aufnimmt und dessen Sättel sich dabei — die Gründe sind nicht ersichtlich — an die variskischen, durch Härtlinge ausgezeichnete Hebungszonen halten (Abb. 18).

Für den Nutscheid-Rothaar-Rücken und die Kalteiche fehlen eindeutige Beweise, da sie nicht von bedeutenden Flüssen gequert werden. Doch möchte Neumann ebenfalls junge Hebungen für die Höhenlage verantwortlich machen. Das gilt aber nicht für die Sackpfeife, obgleich sie als orographische Fortsetzung der Kalteiche erscheint. Der Verlauf der Hebungssache im Nordosten ist äußerst hypothetisch. Auch für die Plackweghöhe ist keinerlei jüngere Hebung nachzuweisen. Sie und die Sackpfeife sind also zweifellos nur Härtlinge. Für die Westerwald-Kalteiche-Schwelle kann nur die Terrassenverbiegung bei Andernach als Beweis herangezogen werden; doch ist zu bemerken, daß bei der Wied, die von dieser Hebungssache gequert wird, nach Burre¹⁰⁰⁾ keinerlei Terrassenverbiegungen vorliegen. Eindeutiger sind m. E. die von Neumann an zweiter Stelle genannten Kriterien, die sich auf die Lagerungsverhältnisse der Basaltdecke und des darunter liegenden Oberoligozäns beziehen. „In einem Profil, das quer durch die Schwelle hindurch von der Sieg bei Betzdorf südwärts über den Hohenseelbachkopf zum Salzenforst im Hohen Westerwald und von dort weiter südwärts gegen die Lahnmulde zu nach Westerbürg läuft, erkennt man an der Höhe der Auflagerungsfläche der Basaltdecken deutlich die von Südwesten nach Nordosten laufende Aufwölbungszone. Am Hohenseelbachkopf bei Daaden südöstlich Betzdorf an der Sieg liegen die Basaltdecken noch in ungefähr 480 m Höhe, am Salzenforst im Hohen Westerwald werden 540 m erreicht, bei Westerbürg unweit des Nordrandes des Limburger Beckens dagegen wiederum nur noch 380 m¹⁰¹⁾).

Mit diesen vier Längswellen überschneidet sich ein Querswellensystem, das weniger ausgeprägt ist und sich auf das zentrale Südergebirge beschränkt. Ausgehend von morphologischen Untersuchungen, die Panzer¹⁰²⁾ im Taunus durchgeführt hat, versucht Neumann dieses System auch im Südergebirge in seinem Verlauf genauer festzulegen. Dabei dienen ihm als Richtpunkte die Terrassenverbiegungen und die höchsten Erhebungen der einzelnen Längsschwellen, die gleichsam eine doppelte Hebung erfahren haben. Dementsprechend zieht Neumann auch die Hebungssachsen seiner Querswellen: die westlichste verläuft anschließend an die „Pferdkopf-Feldberg-Scholle“ des östlichen Taunus über den Fuchskauten und den Saalberg des Westerwaldes zum Giebelwald nördlich der Sieg. Diese junge Hebungssache läßt sich hier einwandfrei an den Störungen der Siegterrassen beweisen. Weiter nördlich ist die Fortsetzung unklar. Im Anschluß an Hartnack¹⁰³⁾ führt sie Neumann über die Nordhelle, den höchsten Punkt der Ebbe, nach der Südwestecke der Altenaer Schwelle. Ebenso gut kann sie aber m. E. westlicher liegen und würde dann mit dem Biggeriegel zusammenfallen, um nördlich der Ebbe allmählich zu verschwinden. Ein ebenso bedeutender Quersattel liegt nach Neumann in den Ederkopfhöhen und dem Cobbenroder Riegel vor, er ist gleichsam die Fortsetzung der Steinkopf-Schwelle des Taunus und läßt sich im Südergebirge bis zum Homert orographisch gut verfolgen, ohne daß bisher eindeutige Beweise vorliegen. Das gleiche gilt für die Astenberg- und die Langenbergsschwelle, die von Hartnack und Neumann als junge Verbiegungen angesprochen werden.

Die von Neumann gegebene Deutung der Höhengschwellen steht aber nicht, wie man annehmen könnte, mit der im vorigen Abschnitt beschriebenen Hochflächen-gliederung im Widerspruch. Ausdrücklich wird auch von Neumann betont, daß beides, das Vorhandensein einer Rumpftreppe und der Großfaltbau, sich nicht

100) Burre, Wied, 1934.

101) Neumann, Großfaltung, 1935, 337.

102) Panzer, W., Östlicher Taunus, 1923.

103) Hartnack, Morphogenese, 1932.

ausschließen. So wie sich in der Ausbildung des Südergebirges zwei Bewegungstendenzen überschneiden — eine im Rothaarblock kulminierende Gesamtaufwölbung mit Schrägstellung nach Norden und ein varistisch streichender Großfaltenwurf mit Längs- und Querwellen —, so wird auch das Oberflächenbild und seine Gliederung letzten Endes durch die um die Großaufwölbung angeordneten Verflächungen und die durch die Wellung bedingten Schwellen und Rücken bestimmt. Sie verhält sich gegenüber der Rothaaraufwölbung wie ein Drahtnetz, das an einer Stelle aufgebeult wird. Nur ist unter diesem Gesichtspunkt das Verhältnis der Verflächungen zueinander im einzelnen erneut zu überprüfen. Für unsere, auf die naturräumliche Gliederung ausgehende Fragestellung werden sich dabei nicht unbedingt neue Gesichtspunkte geltend machen, da für uns die orographische Beschaffenheit ausschlaggebend ist. Die bisherigen morphologischen Erkenntnisse sind uns dabei nur Hilfsmittel, um eine dem heutigen Stande der Forschung entsprechende morphogenetische Unterbauung zu liefern.

In dieser Hinsicht ist also bis jetzt folgendes festzuhalten. Die Betrachtung der Hochflächen läßt uns den vertikalen Aufbau des Südergebirges und seine Höhenstufen klarer erkennen. Die Herausstellung der Höhenzüge offenbart eine bisher wenig beachtete horizontale Gliederung, die im einzelnen zur Aufstellung von Gebirgskammern und den sie umrahmenden Gebirgsschwellen als morphologischen Formentypen führt.

Im engsten Zusammenhang mit den Vollformen stehen die großen Hohlformen. Drei Gruppen sind zu unterscheiden.

Die erste Gruppe bilden die **Kammern**. Ihre Entstehung hängt aufs engste mit der Ausbildung der Schwellen und der Querriegel zusammen, doch können auch Härtlinge die absperrende Funktion übernehmen. Entsprechend der Anordnung der Längs- und Querhöhen finden sich die Gebirgskammern in unmittelbarer Nachbarschaft des Rothargebirges, besonders gut entwickelt an seiner West- und Nordwestseite.

Die größte unter ihnen ist die Siegener Kammer. In einer durchschnittlichen Höhe von 400—450 m gelegen, wird sie im Osten umrahmt von den Ederkopfhöhen (600 m), im Südosten von der Kalteiche (600 m), im Westen von dem Giebelwaldriegel, der vereinzelt Höhen von 500 m erreicht, und im Nordosten von der Rüspe (600 m). Nur zum Biggeplateau hin fehlen markante Höhen, hier kann nur die Wasserscheide als Grenze herangezogen werden.

Die zweite Gebirgskammer, das Lister Bergland und die Attendorner Senken, erstreckt sich zwischen der Ebbe-Homertschwelle im Norden und der Großstufe des Bilsteiner Berglandes im Süden. Nach Osten bildet der Cobbenroder Riegel die Grenze, im Westen der Biggeriegel. Nur zum Biggeplateau ist ebenfalls keine eindeutige Höhengrenze zu ziehen, wie überhaupt die Wendener Bergeebene, wie man das Plateau auch nennen kann, formenkundlich eine besondere Stellung einnimmt.

Die dritte Gebirgskammer liegt um Fredeburg. Ihre Entstehung ist nicht geklärt. Von drei Seiten wird sie flankiert von Großstufen, nur im Norden und Nordwesten sind die Schwellen des Homerts und des Cobbenroder Riegels als Grenzen anzusehen, wenn man nicht die südlich des Homerts hinziehenden Höhen des Sange als Grenze gegen die Reister Senken ansetzen will.

Innerhalb des Rothaarblockes ist eigentlich nur die Berleburger Kammer mit diesen Landschaften zu vergleichen. Sie stellt teilweise einen Ausraum dar, der im Nordwesten von der Schwelle der Rothaar, im Süden von der Ebschloh, der Wasserscheide zwischen Lahn und Eder, und im Osten von den Höhen des Elsoffer Berglandes eingerahmt wird. Auch um Laasphe ist eine ähnliche Kammer entwickelt,

doch treten hier andere Formen der Flußzertalung und Talausweitung stärker hervor.

Eine besonders gestaltete Gebirgskammer liegt am Westrand der Ebbe um Kierspe und Meinerzhagen. Sie wird ebenfalls allseitig von Höhenzügen umgrenzt, und zwar im Westen von dem aus widerstandsfähigen Ebbesandsteinen aufgebauten Wilbringhauser Querhorst¹⁰⁴⁾, im Norden von dem mit vereinzelt Grauwackensandsteinen und Konglomeraten durchsetzten Bergzug „Auf der Mark“ und im Osten von dem hier nach Nordwesten umbiegenden Abfall der Ebbe. Im Süden sind die aus weicheren Schichten aufgebauten, nur ein wenig emporragenden Höhen des Unnenbergzuges als Grenze anzusehen. Das so gebildete Kiersper Viereck selbst besteht aus Remscheider Schiefer und ist als Ausraum zu deuten, der vermutlich ursprünglich über die Kierspe dem Wuppersystem tributär war, jetzt aber zur oberen Volme entwässert.

Mit dem Abschwächen der Querwellung verliert sich nach außen hin die geschlossene Umrandung der Gebirgskammern. Dafür sind die Flachmulden, die hier als zweite Hauptgruppe der Hohlformen erscheinen, nur an drei, ja sogar nur an zwei Seiten von Höhen umgeben. Durchweg bilden sie, wie der Name schon sagt, flachwellige Landschaften, die allmählich zu den Außenrändern ansteigen. Ein gutes Beispiel ist in dieser Hinsicht die Lüdenscheider Rumpf- oder Flachmulde, die im Süden von der Ebbe, im Norden von der Altenaer Schwelle begrenzt wird. Im Westen und Osten fehlen markante Höhen, hier sind nur Wasserscheiden oder größere Flußläufe mit ihren Zertalungssäumen als Grenzen anzusprechen. Eine ähnliche Flachmulde ist auch im Oberlaufgebiet der Wupper um Wipperfürth entwickelt. Höhenzüge sind hier ebenfalls nur schwach als Wasserscheiden angedeutet.

Von besonderer Gestalt ist die Waldbröler Mulde, auf die schon Goebel¹⁰⁵⁾ aufmerksam machte. Sie ist ein Teil der von Neumann ausgesonderten Aggermulde zwischen Ebbe und Nutscheid. Nur sind im nördlichen Abschnitt, im Gummersbacher Bergland, die Verhältnisse weitgehend gestört. Infolge der tektonischen Anlage wechseln härtere und weichere Gesteine rasch miteinander und rufen ein mannigfaltiges Relief hervor. Nur im Süden, in der Waldbröler Mulde, konnte sich der Charakter einer solchen Großform weitgehend erhalten. Sie wird im Süden von der Schwelle der Nutscheid begrenzt, im Osten erheben sich die Reste der oberen Troglfläche, und im Norden zieht der Härtling des Heckberges eine klare Grenzlinie. So bildet die Waldbröler Mulde eine regelrechte Bucht, die sich in das höhere Niveau des Berglandes einschiebt.

Südlich der Nutscheid liegt endlich die Siegmulde, durchflossen von dem gleichnamigen Fluß und zum Teil durch ihn umgeformt.

In verkleinertem Umfange finden sich „Buchten“ auch im Ostsauerland um Hallenberg und Medebach. Im Westen erhebt sich die Großstufe des Bollerberges, von der sich ab und zu einzelne, aus härteren Gesteinen bestehende Bergzüge ablösen, nach Nordosten ziehen und die flachwellige Hochbodenregion in einzelne Buchten gliedern. Eine letzte Flachmulde, von zwei Höhen begrenzt, liegt im Astengebirge. Es ist die Winterberger Hochmulde, die im Nordwesten vom Langenbergriegel, im Südwesten vom Astenriegel begleitet wird.

Die dritte Gruppe der großen Hohlformen wird von den Längssenken und -becken gebildet. Sie sind fast nur im variskischen Streichen angelegt und verdanken ihre Ausbildung durchweg der Gesteinsbeschaffenheit. Am klarsten tritt ihr Charakter hervor in einer Längssenke, die sich von Vohwinkel über Wuppertal,

¹⁰⁴⁾ Fuchs, Erl. Bl. Meinerzhagen, 1922, 5.

¹⁰⁵⁾ Goebel, Rumpffläche, 1926.

Schwelm bis nach Hagen und dann wieder von Haßley über Iserlohn bis nach Deilinghofen verfolgen läßt. Hier gabelt sie sich, eine schmale Senke zieht direkt über Hachen nach Arnsberg, während der breitere südliche Ast, dem Verlauf der Schichten entsprechend, dem Ostrand des Balver Waldes folgt.

Dieser Senkenzug ist einmal gebunden an die Zerrüttungszone der Ennepestörung, zum andern an das Auftreten von Massenkalk. Zwischen Vohwinkel und Schwelm erstreckt sich die Wuppertaler Kalksenke, die sich im Westen und Osten gabelt und bei Wuppertal eine Breite von 700—1000 m erreicht. Bei Vohwinkel beginnt sie in 200 m Höhe und steigt allmählich auf 210 m an. Im Süden wird diese Massenkalksenke von den mitteldevonischen Höhen um 100 und 150 m überragt, während die nördlichen, im Flözleeren liegenden Bergkämme auf 300 m ansteigen. Bei Langerfeld setzt der Massenkalk aus. Die Längssenke setzt sich aber, unterbrochen durch eine schwach ausgebildete Talwasserscheide, längs der Ennepe-Zerrüttungszone fort, die hier von der Ennepe und Haspe durchflossen wird (Ennepe-Talung). Erst bei Haßley-Hohenlimburg beginnt wieder der Massenkalk. Die Verflachung liegt hier ebenfalls in 200 m Höhe, steigt aber allmählich auf 250—280 m an. Auffällig ist, daß der Iserlohner Kalksenke und der Balver Platte ein einheitliches Talsystem fehlt, wie es bei der Wuppertaler Senke und Ennepe-Talung vorhanden ist. Durchweg queren die Flüsse die Platte von Süden nach Norden. Kirchberger¹⁰⁶⁾ hält es aber für möglich, daß hier einst auch ein größeres Tal im Streichen der Schichten entwickelt war.

Trotz ihrer Schmalheit ist die gesamte Senke als selbständige Formenlandschaft aufzufassen, die zugleich das nordbergische und das nordwestsauerländische Carbonhügelland von dem mittelbergischen und westsauerländischen Devongebiet trennt.

Als direkte orographische Fortsetzung der bisher beschriebenen Senken erscheint der Hellefelder Ausraum im Kernsauerland. Er ist aber vorwiegend in Kulmtonschiefer entwickelt und mehr oder minder deutlich von Allendorf bis Meschede zu verfolgen. Zwar wird sein Charakter als durchgehende Senke stark durch die langgestreckten Bergrücken gestört, aber im großen kann er wegen seiner Tiefenlage als Längssenke angesprochen werden. Besonders ausgeprägt und breit ist er im Westen zwischen dem Homert und dem Sorpe-Bergland; im Abschnitt der Ruhr verschmälert er sich, eingeengt durch die Diabaszüge. Weichere Schichten sind auch verantwortlich für die südlich des Homerts hinziehenden Reister Senken. Sie bestehen eigentlich aus zahlreichen kleinen Ausräumen, die von langen Bergrücken überragt werden, so daß hier wie im Hellefelder Ausraum der Charakter eines unruhigen Hügellandes bewahrt bleibt.

Das ist grundsätzlich anders bei dem Schwerter Becken, einer sehr breiten Senke an der Nordgrenze des Südergebirges. Hier handelt es sich ebenfalls um einen Ausraum, der dort entstanden ist, wo die weicheren Schichten des unteren Flözleeren weit nach Norden vorspringen. Entscheidend für seine Ausgestaltung ist die Tätigkeit der Ruhr, die hier eine breite, sehr flache Terrassenlandschaft entwickelte. Mit 120—160 m Höhenlage gleicht das Schwerter Becken ganz dem nördlich anschließenden Tiefland und bildet eine breite Öffnung, eine Pforte im Gebirgsrand, durch die von Norden kommende Einflüsse nach Süden vorstoßen können, um so mehr, da die benachbarten Berge des Mendener Hügellandes nicht allzu hoch ansteigen und kein Hindernis darstellen.

Ein vierter Senkenzug findet sich im Südsauerland im Bereich der Attendorner Senken. Geologisch handelt es sich hier schon um eine Mulde, der auch der Massenkalk seine Erhaltung verdankt. Zwei Senken, getrennt durch den Dünscheder Höhenzug, laufen hier parallel, allmählich nach Osten auskeilend. Die Kalkplatten

¹⁰⁶⁾ Kirchberger, Bergisches und westliches Sauerland, 1917.

liegen heute durchweg in 340 m, im Norden und Süden von den Höhen der Ebbe und des Bilsteiner Berglandes um 250 bis 300 m überragt und noch 150 m tiefer als die unmittelbar angrenzenden Verflächungen des Lister-Berglandes. Diese auffällige Tiefenlage, die uns bei keiner anderen Massenkalkplatte innerhalb des zentralen Südergebirges entgegentritt, ist einerseits dem Gestein zu verdanken, zum andern scheinen auch jüngere Einmuldungen in unmittelbarer Nachbarschaft der Ebbschwelle die Lage bedingt zu haben. Das gibt den Attendorner Senken neben ihrer Abgeschlossenheit eine einmalige Stellung innerhalb des Südergebirges, die sich auch in Klima, Boden und Vegetation ausprägt.

Im Rothaarblock fehlen Senken größeren Ausmaßes; nur südlich der Ramsbecker Großstufe läßt sich bei Bödefeld ein 520—550 m hoher Ausraum von Südwesten nach Nordosten verfolgen, der von 700—750 m hohen Bergzügen im Südwesten und Nordosten eingerahmt wird.

IV. Flußnetz und Zertalung

a) Das Gewässernetz (Abb. 6, 18, 19a)

Dem allgemeinen Höhengaufbau des Südergebirges entspricht die großräumige Anordnung des Flußnetzes. Die entscheidenden Ordner sind in dieser Hinsicht die Dachregion des Astengebirges und die zentralen und höchsten Schwellen des Rothaarblockes, die Längsschwelle der Rothaar und die Querschwelle der Ederkopfhöhen. Die Dachregion übernimmt die Funktion eines Knotenpunktes mit allseitiger Entwässerung. Wie an einer Kuppel ordnen sich bei ihr die Abdachungsflüsse zu einem auseinanderstrebenden, strahlenförmigen Gewässernetz mit gleichwertigen, ebenfalls sternförmig angeordneten Wasserscheiden. Dagegen tritt bei den Schwellen der linienhafte, grenzbildende Charakter der Wasserscheiden deutlich hervor. So trägt die Rothaarschwelle die Hauptwasserscheide zwischen Rhein und Weser, die, am Ederkopf beginnend, bis zur Winterberger Knotung durchweg die Nordostrichtung innehält, sich von Küstelberg an bis zur Quelle der Möhne nach Norden wendet, um dann wieder nach Nordosten bis zum Südende der Egge zu ziehen. Im Nordabschnitt liegt die Wasserscheide nur auf belanglosen Höhen, hier kommt ihr keinerlei trennende Bedeutung zu. Nur nördlich der Hoppecke wird der Charakter der Scheide durch den etwas höher aufragenden Kamm des Almeberglandes und den zur Hoppecke abfallenden Steilhang auch orographisch hervorgehoben. Ebenso belanglos ist im Rahmen der großräumigen Gewässernetz-Anordnung der Höhenzug des Ebschlohs, der im Süden die Rhein-Weser-Wasserscheide trägt. Schon auf dem Rothaarkamm dreht die Scheide allmählich südwärts, und vom Ederkopf an schlägt sie mit einigen Schwankungen endgültig die Ostrichtung ein und zieht über den Ebschloh, der im Schwellensystem des Südergebirges nicht vorgezeichnet ist. Wohl trennt der Höhenzug Lahn- und Edersystem und damit Rhein- und Wesereinzugsbereich, aber trotzdem tritt er gegenüber den Ederkopfhöhen an Bedeutung zurück. Denn Oberlahn und Eder gleichen sich in ihrer Fließrichtung weitgehend, beide sind nach Osten gerichtet und verbinden die Ostabdachung des Rothaarblockes mit den östlich anschließenden Landschaften des Hessenlandes. Unter diesem Gesichtspunkt gesehen, ist die Ederkopfschwelle landschaftskundlich weit bedeutender als der Ebschloh; denn sie trennt im Verein mit der Rothaarschwelle, dem Winterberger Knoten und der nördlichen Rhein-Weser-Wasserscheide die Landschaften der Ostabdachung, die mit einer Größe von 2000 qkm etwa 20% des Südergebirges ausmacht, von denen der Nord- und Westabdachung. Diese in der Anordnung des Gewässernetzes am sichtbarsten zutage tretende Zweigliederung des

Südergebirges ist in hohem Maße bedeutungsvoll für die klimatischen Verhältnisse, die wiederum das Pflanzenleben entscheidend beeinflussen.

Nicht so bedeutungsvoll ist die Wasserscheide zwischen der Nord- und Westabdachung, die das Südergebirge von Südosten nach Nordwesten durchzieht. Die Nordabdachung umfaßt dabei das eigentliche Sauerland, das als hydrographische Einheit den Einzugsbereich der oberen und mittleren Ruhr bis zum Eintritt der Volme und ihrer Nebenflüsse Möhne, Lenne und Volme umschließt¹⁰⁷⁾. Auf einem großen Teil ihres Weges fließen Volme, Lenne und Ruhr nach Nordwesten, erst im Nordsauerland sind Möhne und Ruhr nach Westen gerichtet. Das Gebiet ist etwa 4400 qkm groß und umfaßt damit rund 43 % des Südergebirges.

Die Westabdachung, zu der das Bergische Land und das Sieggebiet gehören, ist hingegen mit dem Unterlauf der Ruhr, mit der Wupper, Dhünn, Sieg, Agger und Bröl direkt dem Rhein tributär. Ihre Quellen liegen höchstens 70 bis 80 km von dem Tal des Hauptstroms entfernt, und sie fließen durchweg im Bereich der unteren Trogregion. Allein die Sieg greift weiter in die obere Hochbodenregion des Berglandes vor. Mit 3814 qkm = 37 % steht das Flußgebiet der Westabdachung dem sauerländischen nur wenig nach¹⁰⁸⁾. Orographisch tritt die Ruhr-Rhein-Wasserscheide kaum hervor. Abgesehen von dem Biggerigel zwischen Nutscheid und Ebbe ist im Norden der Übergang von dem einem zu dem andern Flußgebiet nur in geringem Maße spürbar, obgleich hier die Wasserscheide mit der Grenze zwischen der unteren und der oberen Hochbodenregion zusammenfällt. Im Süden tritt der Querriegel des Giebelwaldes sogar nur als sekundäre Wasserscheide hervor, er wurde von der Sieg, die ihre Quellflüsse bis an die Großstufe des Rothaarblockes herangeschoben hat, vollständig überwunden.

Neben den drei Flußgebieten der Ost-, Nord- und Westabdachung, in deren Verteilung und Größe noch einmal die allgemeine Höhengestalt des Südergebirges zum Ausdruck kommt, ist die Südabdachung völlig belanglos. Zu ihr ist nur das Einzugsgebiet der Dill zu rechnen, die von Anfang an fast nach Süden gerichtet ist. Nur ihr oberstes Quellgebiet reicht noch in die Kalteiche hinein.

Spiegeln somit Anordnung der vier Flußgebiete und Verlauf der Hauptwasserscheiden den allgemeinen Höhengenaufbau des Südergebirges wider, so zeigen sich innerhalb der einzelnen Flußgebiete in Anlage und Entwicklung des Haupttales und seines Einzugsbereiches doch manche Besonderheiten und Eigenarten, so daß eine spezielle Betrachtung notwendig ist. Dabei wird einerseits das durch Schwellen und Härtinge, Gebirgskammern, Flachmulden und Senken charakterisierte orographische Gefüge deutlicher hervortreten, andererseits werden durch das Gewässernetz einige neue Richtungen und Geländeformen hervorgebracht und zum Vorschein kommen, die für eine naturräumliche Gliederung nicht zu übersehen sind.

An der Ostabdachung ist, wie schon angedeutet, das Wesersystem mit Diemel und Eder und das Rheinsystem mit der obersten Lahn beteiligt. Alle reichen zumindestens mit ihren Quellflüssen in den Rothaarblock hinein und durchschneiden die begrenzenden Großstufen. Am tiefsten dringt das Edersystem gebirgs-einwärts, und nur ihm ist es gelungen, in seinem Oberlauf eine Gebirgskammer — die Berleburger — mit ihrem Quellflußnetz zu durchziehen und sie zu einer hydrographischen Einheit zu machen. Eder- und Diemeleinzugsbereich sind asymmetrisch

¹⁰⁷⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916, bezeichnet deshalb auch das Sauerland als Ruhrgebiet. Letztere Bezeichnung ist aber mit dem Aufkommen von Bergbau und Industrie immer mehr zu einem kulturgeographischen Raumbegriff geworden und gilt heute nur für das nördlich anschließende Emschergebiet und seine Nachbarlandschaften.

¹⁰⁸⁾ Zahlenangaben nach Landwehr, Wupperbergland, o. J. Nach dieser Arbeit sind das Sieggebiet nördlich des Flusses 1713 qkm, das Wuppergebiet und die zwischen der Sieg und der Ruhr liegenden Einzugsbereiche der kleineren Bäche 1318 qkm und das untere Ruhrgebiet südlich der Unterruhr 783 qkm groß.

gebaut, eine Erscheinung, die uns im Südergebirge häufiger begegnet. Bei der Diemel ist die linke, die nördliche Seite wenig entwickelt, bei der Eder hingegen die rechte, die südliche Seite. Diese Schmalseiten besitzen kurze und wegen der Steilheit des Talrandes schluchtartige Kerbtäler, während auf den Breitseiten auch Sohlentäler entwickelt sind. Die Lage der Schmalseite hat für den Kampf um die Wasserscheide nicht die gleichen Folgen. Im Diemelbezirk wird nach der Nordseite, zur Alme hin, die Wasserscheide zweifellos verdrängt. Hier wird die Hoppecke auch von einem gut ausgebildeten Steilhang begleitet, der als orographische Grenze gegenüber dem Almebergland gelten kann. Auch im Westen ist die Hoppecke der Ruhr und Möhne überlegen. Wahrscheinlich hat die obere Hoppecke einmal als Quellfluß der Möhne gedient, wurde aber durch die rückschreitende Hoppecke enthauptet, die infolge der sehr großen Höhenunterschiede innerhalb ihres Oberlaufgebietes ein sehr bedeutendes Gefälle besitzt.

Bei der Eder können wir das gleiche beobachten. Erstens grenzt ihre Schmalseite an die Schmalseite der Lahn, getrennt durch die Wasserscheide auf dem Ebschloh, zweitens ist die Lahn weit tiefer eingesenkt als die Eder¹⁰⁹⁾, so daß die Wasserscheide allmählich nach Norden verlegt wird.

In der Talanlage überwiegt bei der Diemel-Hoppecke die Südwest-Nordostrichtung, das entspricht dem Gesteinsstreichen (strukturell bedingtes Längstal). Oberdiemel, Itter und Oberhoppecke queren dagegen als Abdachungsflüsse vielfach den Gesteinsaufbau. Beim Edersystem hält der Hauptfluß, abgesehen von seinem Quellbach, zwei Richtungen ein, eine östliche, z. T. ost-südöstliche innerhalb des Rothaarblocks, die erst ab Battenberg von einer nordöstlichen abgelöst wird. Im Gebirgsbau finden diese Richtungen keine Parallelen, sie entsprechen vielmehr der allgemeinen Abdachung nach Osten. Nach Hartnack¹¹⁰⁾ soll der Fluß jungen Einbiegungsmulden folgen, doch liegen dafür keinerlei Beweise vor. — Besonders auffällig erscheint auf den ersten Blick der Verlauf des Odeborntales. Von alten Talböden begleitet, fließt dieser Nebenbach ungeachtet des Gesteinsaufbaus und der jüngeren Tektonik von Nordostnord nach Südwestsüd. Seine Lage läßt Kockel¹¹¹⁾ die Vermutung aussprechen, daß es sich um einen Abdachungsfluß an einem Kuppelbau handle. Doch kann seine Richtung auch durch das Vorhandensein der Berleburger Gebirgskammer erklärt werden, die als tektonisch angelegte Flachmulde die Gewässer in sich sammelte.

Die Lage der Edernebenflüsse¹¹²⁾, die fast alle senkrecht der jeweiligen Hauptflußrichtung zuströmen, hat eine hydrographisch bedeutsame Folge. Wenn die Quellgebiete, die alle sehr nahe beieinander auf den Hängen des Asten- und Rothaargebietes liegen, gleichzeitig in Erregung kommen, und das ist bei der Kleinheit und der klimatischen Gleichförmigkeit des Gebietes meistens der Fall, so strömen die Wassermassen auf kürzestem Weg der Hauptsammelader zu und füllen fast gleichzeitig in sehr kurzer Zeit den ganzen Mittellauf der Eder¹¹³⁾.

Eder- und Diemelsystem teilen sich in das gesamte Ostsauerland, wobei das Edersystem die Vorhand hat. Die Wasserscheide liegt auf dem nördlichen Höhenzug des Wienhagen, der sich von Usseln nach Flechtdorf zieht. Im Diemelbergland halten die Nebenflüsse durchweg die südnördliche Richtung ein, fließen somit quer zur Anordnung der Schichten und lösen die im Streichen der Gesteine angelegten Höhen in zahlreiche Bergrücken auf. Dagegen wechseln die bis ins Düdinghauser Bergland reichenden Edernebenflüsse häufig ihre Richtung, bald folgen sie der allgemeinen

109) Bei Biedenkopf liegt die Lahn 275 m hoch, die Eder bei Battenberg 292 m.

110) Hartnack, Morphogenese, 1932.

111) Kockel, Piedmonttreppe, 1926.

112) Größe des Edergebietes nach Hesse (Edergebiet, 1934) ausschließlich Itter 1207 qkm, davon auf Odeborngebiet 86, Elsoffgebiet 43, Nuhngebiet 153 und Orkegebiet 274 qkm.

113) Hesse, Edergebiet, 1934.

Abdachung, bald fließen sie im Streichen der Schichten von Südwesten nach Nordosten, um dann wieder fast rechtwinklig abzubiegen und die Höhenzüge in engen Tälern zu queren. Die Hallenberger Bucht wird von der Nuhne und ihren Nebenbächen beherrscht, die Medebacher Bucht und das nördlich anschließende Düdinghauser Bergland vom Orkesystem. Die Nebenflüsse der Orke nehmen zum Zechsteinrand hin immer mehr die nordsüdliche Richtung ein, wie es deutlich bei der Aar hervortritt, die, begleitet von den Härtlingen des Wachtskopfes und des Probsberges, gegenüber der Corbacher Platte als Grenzfluß gelten kann.

Obleich der Hauptfluß des Oberlahngebietes dem Rheine tributär ist, gehört dieses doch, wie schon erwähnt, wegen der im Oberlauf vorherrschenden Richtung noch zur Ostabdachung des Südergebirges.

Im Rothaarblock hält die Lahn durchweg die Ostrichtung ein, erst bei dem Austritt aus dem Südergebirge bei Biedenkopf wendet sie sich nach Süden, um dann aber nochmals die östliche Richtung einzuschlagen, ehe sie sich von der Mündung der Ohm ab endgültig nach Süden und Westen wendet.

In ihrer Anlage entspricht die Lahn der Eder und ist wie diese wohl ein altangelegter Abdachungsfluß in der Form eines schrägen Quertales. Gegenüber der Sieg ist die Oberlahn im Kampf um die Wasserscheide im Nachteil, hingegen ist sie der Eder wegen ihrer tieferen Lage um ein wenig überlegen.

Die Dill, der einzige Fluß der Sü d a b d a c h u n g, reicht nur mit ihren Quellflüssen, unter denen der Haigerbach und der Dietzholzbach zugleich die Grenzen des Südergebirges bilden, in unser Gebiet hinein. Sie entspringt auf der Haincher Höhe (Teil der Kalteiche) in 580 m Höhe. Das Gefälle im Oberlauf ist sehr groß, und daraus erklärt es sich, daß die Dill als einziges Flußsystem dem nördlich anschließenden Siegebiet in der Erosion überlegen ist ¹¹⁴⁾.

Die Oberdill hält auf ihrem Lauf bis Haiger durchweg die Südrichtung ein, dann wendet sie sich für eine kurze Strecke nach Osten, um von Dillenburg ab wieder die südliche Richtung mit zunehmender Neigung nach Osten aufzunehmen. Terrassenuntersuchungen von Plümer ¹¹⁵⁾ haben ergeben, daß dieser Lauf schon im Pliocän angelegt war, entsprechend der Abdachung einer nach Südosten schräg gestellten Fläche. Die von Nordosten zufließenden Nebenbäche sind durchweg als Längstäler mit ausgeglichenem Gefälle entwickelt, sie führen hinauf zu der im Streichen des Gebirges angelegten Simmersbacher Senke. Die von rechts, vom Westerwald kommenden Bäche sind junge Abdachungsflüsse mit einem dreigeteilten Längsprofil; Ober- und Unterlauf besitzen ein sehr schwaches Gefälle und konkave Talhänge, dagegen zeichnet sich der Mittellauf durch starkes Gefälle und konvexe Talhänge aus. Durchweg fließen sie dem Haiger Grund zu, einer kesselförmigen Talweitung am Zusammenfluß von Haigerbach, Aubach und Dill, die in keinem Verhältnis zu den sich hier vereinigenden, fast gleichwertigen Wasseradern steht.

Der Haiger Grund stellt gewissermaßen eine kleine Gebirgskammer für sich dar, in seiner besonders nach Norden und Westen abgeschlossenen Lage ist dieser „Grund“ der letzte Ausläufer der Simmersbacher Senke und gehört damit landschaftlich, vor allem klimatisch und pflanzengeographisch, noch zum Gladenbacher Bergland.

Die eigenartigste Anordnung des Flußnetzes begegnet uns auf der Nord a b d a c h u n g. Zwei Erscheinungen sind vor allem hervorzuheben. Erstens queren die Hauptflüsse die Höhenzüge. So halbiert die Lenne die südliche Schwelle in Homert und Ebbe und trennt die letzten Ausläufer der Altenaer Schwelle von dem Balver

¹¹⁴⁾ Kockel, Piedmonttreppe, 1926.

¹¹⁵⁾ Plümer, Dilltal, 1926, 1107.

Wald im Osten, und ebenso durchbricht die Ruhr von Wennemen bis Arnberg die Plackweghöhen und zerlegt sie in den eigentlichen Arnberger Wald und das Sorpebergland. Zum zweiten zeigen alle Einflußgebiete eine auffällige Asymmetrie der Wasserscheiden. Durchweg ist das linksseitige Gebiet um ein Vielfaches größer als der rechtsseitige Einzugsbereich, dessen Wasserscheide in unmittelbarer Nähe des Hauptflusses liegt. Das hat wiederum zur Folge, daß die rechten Talflanken von hochansteigenden Steilhängen eingenommen werden, die, von kurzen Stirnflüssen zerschnitten, in ihrer Form und Größe ganz den Großstufen des Rothaarblockes gleichen. Solche einheitlich geschlossenen mehr oder minder zertalten Hänge, auf die zuerst Goebel aufmerksam machte, begleiten die Möhne auf ihrem ganzen Lauf, die Ruhr an Mittel- und Unterlauf, die Lenne zwischen Ebbe und Balver Wald, und sogar an der Volme sind solche Steilhänge entwickelt. Da diese Hänge, gebunden an die nahegelegene Wasserscheide, den Flüssen weitgehend parallel verlaufen, ändert sich ihre Richtung allmählich von Ost-West (an der Möhne) über Südost-Nordwest (an der Lenne) bis Südostsüd-Nordwestnord (an der Volme). Somit durchschneiden die rechtsseitigen Steilhänge und Wasserscheiden mehr oder minder spitzwinklig die durch die variskische Anordnung der Schwellen und Senken gegebene orographische Gliederung des Sauerlandes. Sie sind so auffallend, daß sie nicht zu übersehen sind und für eine naturlandschaftliche Unterteilung des Sauerlandes herangezogen werden müssen. Ja, sie sind es letzten Endes, die für die Aufstellung von Landschaftsgebieten (Kern-, Nord-, Süd- und Westsauerland) in erster Linie brauchbare Grenzen abgeben.

Der beherrschende Fluß des nördlichen Sauerlandes ist die Möhne. Ihre rechtsseitige Wasserscheide gegen die Lippe liegt nur wenige Kilometer vom Fluß entfernt auf dem Kamme des Haarstranges, dessen Steilhang durch kurze Schluchttäler aufgelöst und zerlappt ist. Die südliche Wasserscheide verläuft über die Plackweghöhen, hart bedrängt von den Nebenbächen der Ruhr. Im Arnberger Wald fließen die Nebenflüsse nur zum Teil direkt der Möhne zu, vielmehr laufen die bedeutenderen, wie Glenne und Heve, der Möhne zeitweilig parallel und gleichen darin den Lippen Nebenflüssen Ahse und Seseke.

Goebel ¹¹⁶⁾ sieht im Möhnetal eine epigenetische Bildung. Ursprünglich floß der Fluß auf der Kreidedecke, die sich einst weiter ins Nordsauerland erstreckte ¹¹⁷⁾. Entscheidend für die damalige Laufrichtung waren die hier von Osten nach Westen streichenden weichen Schichten des Labiatusergels. Allmählich schnitt die Möhne sich durch die Kreideschichten hindurch und gelangte bis in das paläozoische Grundgebirge, mit dessen Gesteinsstreichen ihr heutiger Lauf starke Diskordanzen zeigt. Die Kreideschichten des Arnberger Waldes verschwanden bis auf einige Reste bei Suttrop und Kallenhardt ¹¹⁷⁾. Im Norden bildete sich die Schichtstufe des Haarstranges, den die Möhne heute als Randfluß begleitet. Die Urmöhne, nachgewiesen durch hochgelegene Schotterbestreuung am nördlichen Gehänge des Talzuges oberhalb der jüngeren diluvialen Terrassen, hielt ihre Ostwestrichtung bis zur Mündung in die Ruhr unverändert bei. Diese lag damals in der Nähe von Fröndenberg, während der Fluß heute im Unterlauf nach Südwesten umbiegt und bei Neheim mündet.

Nach Schulte ¹¹⁸⁾ war in der Jungtertiärzeit auch das obere Almegebiet der Möhne tributär. Heute noch läßt sich ein Talzug am Südfuß der östlichen Haar bis zur Egge verfolgen, der auf einigen Teilstücken von Flüssen und Bächen noch durchflossen wird. Es handelt sich um das meist trockene Gossetal, das Alfetal und das Trockental des Gollenthaler, Eiler- und Langen-Grundes von Wünnenberg bis Meerhof. Wahrscheinlich floß auch die Mittelalme (zwischen Weine und Borchon) in einem Durchbruchstal zeitweilig der Möhne zu. Dieser südwest-nordöstliche Abschnitt wurde

¹¹⁶⁾ Goebel, Heterogene Talsysteme, 1926, 93/94.

¹¹⁷⁾ Schmidt, Warstein und Beleecke, 1920, 316.

¹¹⁸⁾ Schulte, Almegebiet, 1937, 40 ff.

nämlich, wie Schulte glaubhaft macht, ursprünglich in umgekehrter Richtung durchflossen. Erst im Diluvium verlor die Möhne ihre Oberlaufgebiete an die Diemel- und Lippeeinzugsbereiche. Letzteres schiebt sich heute mit den Almequellflüssen bis nach Thülen und Madfeld vor. Das orographische Lippeeinzugsgebiet wird aber noch auf Kosten des Möhnegebietes durch die eigenartigen Abflußverhältnisse der Briloner Hochfläche erweitert. Obgleich dieses Massenkalkgebiet oberirdisch zur Möhne entwässert, gelangen doch „nach allgemeiner Ansicht... ihre Niederschläge in den Quellen der Alme zum Austritt“¹¹⁹⁾. Damit erhält die Briloner Hochfläche auch hydrographisch eine Sonderstellung innerhalb des nordöstlichen Sauerlandes.

Alle Besonderheiten des sauerländischen Flußsystems sind am ausgeprägtesten im Einzugsbereich der Ober- und Mittelruhr. Übertreffend ist der Anteil des linksseitigen Einzugsgebietes mit seinen fast parallelen, südnördlich gerichteten Abdachungsflüssen (Oberruhr, Neger, Henne, Wenne, Röhr, Sorpe, Hönne und Baar). Ihre Quellen liegen zum Teil kaum einige Kilometer von der Lenne entfernt, nur südlich des Homerts in der Attendorner Kammer und im Oberlauf innerhalb des Bilsteiner Berglandes vermochte sie durch strukturell angelegte Täler (Oberlenne und Fretterbach) entlang von Senken und Ausräumen ihr Einzugsgebiet buchtartig zu erweitern.

Das Ruhrtal ist in seiner Anlage ein Musterbeispiel für ein heterogen zusammengesetztes Talsystem. Der Oberlauf von der Quelle bis Nuttlar entspricht in seiner Anlage den schon erwähnten Abdachungsflüssen. Der zweite Abschnitt von Nuttlar bis Wennemen, der im allgemeinen eine Westrichtung mit leichter Neigung nach Süden innehält, liegt in weichen, leicht ausräumbaren Schichten und ist somit als Längstal durch die Struktur des Untergrundes bestimmt. Von Wennemen abwärts wird fast rechtwinklig die alte Richtung verlassen, und die Ruhr fließt nach anfänglichem Schwanken bis Ölinghausen durchweg nach Nordwesten, wobei sie die Plackweghöhen durchbricht. Goebel¹²⁰⁾ sieht in dieser Strecke eine sehr alte Flußanlage, die sich bis heute gegenüber allen späteren Einwirkungen und Umstellungen des Untergrundes erhalten hat (antezedente Bildung). Der untere, west-südwestlich gerichtete Mittellauf bis zur Mündung der Volme ist hinwiederum als ein strukturell angelegtes Längstal zu deuten. Nur liegt hier der besondere Fall einer doppelten Subsequenzbildung im Sinne von Davis vor. Die Altruhr war in diesem Abschnitt wie die Altmöhne wahrscheinlich zunächst auf der Kreidedecke in der besonders mürben Mergelzone der Labiatusschichten epigenetisch-subsequent angelegt. Bei weiterer Eintiefung des Tales und nach Durchsinken der Kreideschichten erreichte die Altruhr dann zufällig im Untergrund eine ähnlich gerichtete paläozoische Mürbzone, nämlich die Ziegelschieferzone des flözleeren Obercarbons. Diese Zone ist hier teilweise so breit entwickelt, daß durch Ausräumung das breite Schwerter Becken entstehen konnte.

Mit der genetischen Gliederung des Hauptflusses in vier Teilstrecken hängt eng eine Unterteilung des Flußgebietes zusammen, die sich auch in die durch die Höhenzüge bedingte orographische Differenzierung einpaßt. Das obere Längstal umfaßt mit seinen Nebenflüssen von der Neger bis zur Wenne den Bezirk südlich des Homerts. Dabei durchschneiden die östlichen Nebenbäche die Ramsbecker Großstufe und reichen bis in den Rothaarblock. Die Wenne hingegen bleibt mit ihren Nebenflüssen innerhalb der oberen Hochbodenregion. Ihre Quelle liegt in der Fredeburger Gebirgskammer, die aber nicht wie die Berleburger Kammer ein einheitliches Flußsystem entwickelt hat, sondern teilweise noch zum Lennebereich gehört. In den Reister Senken folgen die der Wenne zuströmenden Bäche dem Gesteins-

119) Krakhecken, Lippe, 1940, 8.

120) Goebel, Heterogene Talsysteme, 1926.

streichen und treffen fast rechtwinklig auf den Hauptfluß, der die Reister Senken- und Bergrückenlandschaft quert. Nördlich des Homerts liegt bis zum Balver Wald das Einzugsgebiet des antezedenten, mäanderreichen, schrägen Quertales der Ruhr mit den wichtigen Nebenflüssen Röhr und Sorpe. Sie queren ebenfalls als Abdachungsflüsse den Hellefelder Ausräum und das Sorpe-Bergland, nur ihre Nebenbäche fügen sich dem durch den Gesteinsaufbau bedingten orographischen Aufbau folgerichtig ein. Endlich ist das nördlich der Iserlohner Senke gelegene Mendener Hügelland dem mittleren Längstal tributär, nur die Hönne greift um den Balver Wald herum weiter nach Süden vor. Obgleich somit die jungen Abdachungsflüsse in ihrem Verlauf weitgehend unabhängig von den Schwellen und Senken sind, so zeigen die auf den Hauptfluß bezogene Verteilung des Ruhreinzugsbereiches und die in den Senken sich ausbreitenden, dem Gesteinsbau folgenden Nebenbachnetze zweiter Ordnung, daß dennoch eine gewisse Beziehung zu den orographischen Einheiten besteht: einem Nebenflußsystem entspricht durchweg die orographische Zweifheit von Senke und Schwelle. Diese Erscheinung ist am ausgeprägtesten beim Wenne- und Röhrsystem, und sie erlaubt es auch, diese beiden hydrographischen Bezirke gegen das Mendener Hügelland abzusetzen und mit dem oberen Längstal und dem schrägen Quertal der Ruhr zu einem Landschaftsgebiet, dem Kernsauerland, zusammenzufassen.

Das Lennegebiet gleicht in seinem Grundriß einem rechtwinkligen Dreieck, dessen Hypotenuse die Ruhrwasserscheide bildet und dessen rechter Winkel im Quellgebiet der Bigge liegt. Das Haupttal der Lenne entspricht in seiner Südost-Nordwestrichtung weitgehend dem antezedent angelegten Ruhrtal von Wennemen bis Neheim. Und tatsächlich konnte Goebel¹²¹⁾ nachweisen — und seine Auffassung wird auch durch die morphologischen Untersuchungen von Hamacher¹²²⁾ bestätigt —, daß dieses 53 km lange schräge Durchgangstal schon vor der jüngsten Hebung angelegt war und in bezug auf die neue, mehr nach Norden gerichtete Abdachung als antezedent zu gelten hat.

Eine Gliederung des Lennegebietes ergibt sich ungezwungen aus der Lage der Schwellen und der Anordnung der Nebenbäche. Südlich der Ebbe-Homert-Schwelle beherrschen strukturell angelegte Täler neben kleinen jungen Erosionsschluchten das Talnetz. Die Oberlenne folgt im Bilsteiner Bergland bis Altenhündem dem Streichen der paläozoischen Schichten, die untere Bigge und das Frettertal lehnen sich dem Verlauf der Attendorner Gebirgskammer und ihrer Senken an. Auch der Oberlauf der Bigge soll nach Neumann¹²³⁾ in seiner Laufrichtung durch eine flache Einmuldung längs des Biggeriegels und der Großstufe des Rothaarblocks bedingt sein. So paßt sich das Gewässernetz des oberen Lennegebietes trotz einiger Abweichungen doch weitgehend an die durch Längs- und Querwellung bedingte horizontale Großgliederung an, eine Übereinstimmung, die uns in dieser Form nur selten im Südergebirge entgegentritt. Und darin unterscheidet sich dieses Gebiet von allen andern Räumen des Berglandes, so daß wir berechtigt sind, es als eine selbständige hydrographische und formenkundliche Einheit, als Südsauerland¹²⁴⁾ herauszustellen. Bis auf den Nordosten gegen das Ruhrgebiet und den Südosten gegen den Ederbereich unterliegt das Oberlennegebiet einer allmählichen Verstümmelung und Einengung durch die erosiv weit stärkeren Flußsysteme von Sieg und Agger. Das kommt sehr deutlich in dem raschen Wechsel der Geländeformen zum Ausdruck: Flachwelligkeit diesseits und bewegte Riedel- und Spornformen jenseits der Wasserscheide.

Das weit kleinere Gebiet der Mittellenne zwischen Ebbe und Altenaer Schwelle wird von dem sehr tief eingesenkten Lennehaupttal beherrscht. Von rechts fließen

121) Goebel, Lennehaupttal, 1919.

122) Hamacher, Lennetal, 1931.

123) Neumann, Großfaltung, 1935.

124) Lucas, Olper Land, 1941.

ihm nur kurze Stirnhangflüsse zu, die die Wasserscheide immer mehr nach Osten verdrängen. Von Westen, von der Lüdenscheider Flachmulde, kommen ungleich längere Nebenbäche, Else und Verse. Trotz der größeren Entwicklung des linksseitigen Einzugsbereiches besteht gegenüber der Volme in bezug auf die Wasserscheide ein relatives Gleichgewicht, weil die Volme besonders in ihrem Oberlauf nicht so tief eingesenkt ist. So tritt auch die Wasserscheide im Gelände nicht so deutlich hervor, und man hat deshalb das Volme- und Ennepegebiet mit dem Einzugsbereich der Lenne zu einem Landschaftsgebiet, zum Westsauerland zusammengefaßt, das, territorialgeschichtlich gesehen, weitgehend mit dem „märkischen“ Sauerland identisch ist.

In seiner Größe gleicht der Volme-Einzugsbereich dem Möhnebezirk, reicht aber nicht so weit gebirgseinwärts: die Quelle der Volme liegt am Westrand der Ebbe. Beide, Volme und Ennepe, sind Abdachungsflüsse im Sinne von Goebel¹²⁵⁾, nur der Unterlauf der Ennepe ist strukturell bedingt, er verläuft entlang der Hagener Senke. Trotz der weiteren Entfernung von der Erosionsbasis ist das Volmesystem seinem westlichen Nachbarn, dem Wuppersystem, überlegen, was in der stetigen Rückverlegung der Wasserscheide und in der Anzapfung des ehemaligen Oberwuppergebietes zum Ausdruck kommt¹²⁶⁾. Wie schon gesagt, bildet der Volme-Ennepe-Bezirk keine selbständige landeskundliche Einheit; er gehört einerseits mit dem Oberlaufgebiet zur Lüdenscheider Flachmulde, im Mittel- und Unterlauf zu der orographisch wenig spürbaren Remscheid-Altenaer Schwelle. Diese queren die Flüsse in tief eingesenkten Tälern, und dadurch wird die in 400—420 m Höhe gelegene Hochfläche in drei fast rechteckig begrenzte Platten aufgelöst: die Wiblingwerder Hochfläche zwischen Lenne und Volme, die Breckerfelder Platte zwischen Volme und Ennepe und die Hochfläche von Radevormwald zwischen Ennepe und Wupper.

Konnten wir somit im Sauerland mit Hilfe des Gewässernetzes hydrographisch und orographisch begründete Landschaftsgebiete aussondern, so gilt das gleiche in gewisser Weise auch für die Westabdachung. Das größte Flußgebiet ist das der Sieg, es umfaßt insgesamt 2875 qkm, von denen 1713 qkm = 60 % auf das nördliche, rechtsseitige Gebiet entfallen. Auffällig breit ist der Bezirk des Ober- und Unterlaufes, während das Mittellauf-Gebiet auf beiden Seiten eine Einengung erfährt.

Die Sieg entspringt in 608 m Höhe, 84 km vom Rhein entfernt, und mündet nach einem Lauf von 144 km bei 45 m über N. N. in den Rheinstrom. Die vorherrschende Richtung ist westlich, sie findet in der geologischen Struktur keine unbedingt eindeutige Begründung. Entscheidend ist wohl wie bei der Lahn und der Mosel der Verlauf einer Längsmulde zwischen der Nutscheid und der Westermwald-Kalteiche-Schwelle¹²⁷⁾. Knuth¹²⁸⁾ sieht in der Sieg und dem sie begleitenden Trog eine jungmiozäne Anlage. Der Siegtrog liegt durchweg 230—260 m hoch und ist in den Rheintrog eingesenkt.

Der Siegtrog läßt sich gut bis Wissen verfolgen, während bis Siegen nur eine jüngere, die sog. Pliocänterrasse, den Sieglauf begleitet. Die Einengung und das Aufhören des Siegtroges hängen zusammen mit dem quer zur Sieg verlaufenden Giebelwalder Riegel. Er grenzt auch das vielgestaltige Oberlaufgebiet von dem Bezirk des Mittellaufes ab. Das Oberlaufgebiet, die Siegener Gebirgskammer, erhält seine Eigenart durch die starke Entwicklung des nördlichen Sektors. Das erklärt sich aus der Lage der umrahmenden Schwellen. Im Norden und Osten ist die Sieg mit ihren Nebenflüssen zudem dem angrenzenden Lahn- und Lennesystem weit überlegen,

125) Goebel, Heterogene Talsysteme, 1926.

126) Huhn, Wuppertal, 1938.

127) Neumann, Großfaltung, 1935.

128) Knuth, Terrassen der Sieg, 1923.

wie die starke Auflappung der wasserscheidenden Höhenzüge beweist. Die Siegerner Gebirgskammer, die also eine hydrographische Einheit darstellt, ist zwar im Niveau der oberen Hochböden angelegt, aber ihr zentraler Teil ist durch die Erosion stark erniedrigt, so daß der Eindruck einer Mulde noch verstärkt wird. Die Richtung der Hauptbäche wechselt stark, neben jungen Abdachungstälern finden sich strukturell angelegte Bachläufe und mehr oder minder gut ausgeprägte Quertäler. Ein hydrographisch bemerkenswerter Sammelpunkt liegt bei Siegen-Weiden, wo eine Talweitung gleichsam eine Kleinmulde innerhalb der großen Kammer darstellt.

Von Eiserfeld an beginnt die Mäanderstrecke, aber erst ab Betzdorf wechselt der Fluß seine Richtung nach Westen. Hier liegt auch entlang dem Freudenburger Bach der Westrand der oberen Hochbodenregion. Der Mittellauf bewegt sich also schon in dem tieferen Niveau der unteren Trogregion, die ab Herchen von der 250 m hohen Bergischen Randfläche abgelöst wird. Bis Hennef rechnet man gemeinhin den Mittellauf. Ihm strömen von der Nordseite nur kurze Flüsse zu, deren Quellen auf der Nutscheid liegen, der die hydrographische Grenze zwischen der Siegtal-landschaft und dem oberbergischen Flußgebiet bildet. Im Süden verschafft nur die Nister der Mittelsieg einen größeren Einzugsbereich, weiterhin liegt die Wasserscheide gegen die Wied ebenfalls nahe dem Fluß auf dem Leuscheid. Hier treffen die kurzen Abdachungsfüße der Sieg infolge der tieferen Erosionsbasis mit überlegener Gefällskraft auf das Flußgebiet der Wied und verlegen die Wasserscheide zurück¹²⁹⁾.

Die bedeutendsten Nebenflüsse erhält die Sieg in ihrem Unterlauf in der Siegburger Bucht. Hier fließen ihr von rechts Agger mit Sülz, Wahn, Bröl und Waldbröl zu. Diese Nebenflußsysteme decken sich ganz und gar mit dem Oberbergischen Land, das also wie fast alle Gebiete innerhalb des Südergebirges eine hydrographische Einheit darstellt. Im Osten reicht das Aggergebiet bis an das Lennesystem, dem es im Kampf um die Wasserscheide überlegen ist. Auch auf der nördlichen Wasserscheide, zur Wupper hin, ist das Aggersystem im Vorteil, da der Lauf der Wupper zum Rheine hin ungleich länger ist als der der Agger und das Oberwuppergebiet sehr gefällsarm ist. Nur zur Dhünn im Nordwesten herrscht Gleichgewicht.

Besonders auffällig ist im Oberbergischen die Anordnung der Täler. Einen direkt rheinwärts gerichteten Verlauf (westlich bzw. westsüdwestlich) besitzen die obere Agger bis Immekeppel, die obere Sülz und die Kürler Sülz. Sie gleichen damit der Sieg und sind wohl, wie Neumann vermutet¹³⁰⁾, in ihrer Richtung durch die Gummersbacher Einmuldung bestimmt. Das gleiche gilt für die Wahn, den Brölbach und die Waldbröl innerhalb der Waldbröler Mulde, wenn auch hier das Gesteinsstreichen mitwirkt und eine mehr südwestliche Richtung entsteht. Ganz im Gegensatz zu den bisherigen ordnenden Kräften steht der Verlauf der unteren Agger, Sülz und Kürler Sülz, die sogar nach Süden gerichtet sind. Dieses Umschwenken der nördlich gelegenen oberbergischen Flüsse hat zur Folge, daß die Mündungen der Flüsse im Unterlauf der Agger sehr nahe aneinanderrücken und das Untersieggebiet unnatürlich stark erweitert wird.

Wahrscheinlich hängt diese widersinnige Anordnung der Täler, die uns im rechtsrheinischen Schiefergebirge nur noch bei der Wied und der Wupper begegnet, mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht und dem allmählichen Absinken des Bergischen Landes von Süden nach Norden zusammen. Die Siegburger Bucht war als Erosionsbasis infolge des angrenzenden höheren Berglandes dem nördlich anschließenden Rheintal, das sich nicht so rasch nach Norden abdacht wie seine Bergflanken, überlegen. Die der Siegburger Bucht strahlenförmig zueilenden Bäche konn-

¹²⁹⁾ Knuth, Terrassen der Sieg, 1923, 16.

¹³⁰⁾ Neumann, Großfaltung, 1935.

ten sich rascher rückwärts einschneiden und die ursprünglich direkt dem Rhein zufließenden Flüsse wie Agger, Sülz und Kürler Sülz nach Südwesten ablenken. Im einzelnen machen sich bei der Laufänderung auch tektonische Einflüsse geltend. Darauf deutet z. B. die auffällige Parallelität der Unterläufe von Sülz und Kürler Sülz mit den Bruchlinien am Rande der Kölner Bucht hin.

Mit der Inversion der oberbergischen Flüsse hängt es zusammen, daß dem Rhein nördlich der Siegmündung heute nur sehr kurze Flüsse zueilen. Bis Bergisch-Gladbach liegt deshalb auch die Sieg-Rhein-Wasserscheide nahe am Westrand des Bergischen Landes. Erst der Stründerbach greift entlang der Paffrather Kalkmulde etwas weiter ins Bergland hinein und hebt diese kleine Flachmulde auch hydrographisch als Sonderlandschaft hervor.

Dhünn und Wupper, die beiden folgenden Flüsse, bilden heute ein einheitliches Flußsystem, nachdem die einst selbständige Dhünn durch Versandung ihrer ursprünglichen Mündung, was schon 1830 beobachtet wurde¹³¹⁾, nach Norden abgelenkt wurde und heute der Wupper zufließt. Mit 821 qkm, von denen auf das Wuppergebiet im engeren Sinne 621 qkm entfallen, ist das gesamte Dhünn-Wupper-Gebiet zugleich das Flußsystem des mittelbergischen Landes, des Wupperberglandes¹³²⁾.

Den eigenartigsten Talverlauf hat die Wupper¹³³⁾. Fünf Abschnitte sind zu unterscheiden. Von der Quelle bis Hückeswagen fließt sie innerhalb der Wipperfürther Flachmulde in nordwestlicher Richtung, dann biegt das Tal bis Rittershausen nach Norden um. Entsprechend der jüngeren Abdachung (vgl. Volme und Ennepe) angelegt, quert diese määnderreiche Talstrecke fast rechtwinklig die geologischen Schichten und Strukturen und die Remscheid-Altenaer Schwelle (Quertal). Die Breite des Tales wechselt zwischen 40 und 300 m. Bei Rittershausen biegt der Fluß nach Westen um und tritt in die 500—1000 m breite Wuppertaler Senke ein. Wie bei der Ennepe ist dieser Abschnitt strukturell bedingt. Der Verdacht könnte nahe liegen, daß die Wupper die Längssenke einst in ihrer ganzen Erstreckung benutzt hätte, doch haben die bisherigen morphologischen Untersuchungen noch keinen Beweis für eine solche Vermutung geliefert. Denn selbst die ältesten Talböden verlaufen mit der heutigen Wupper, die ab Sonnborn das Längstal verläßt, entgegen den orographischen und geologischen Verhältnissen sich nach Südostsüd wendet und als stark mäandrierendes Quertal ausgebildet ist. Bis Burg wechselt die Talbreite zwischen 100—200 m. Nach Goebel ist diese Talstrecke unter dem Einfluß tektonischer Vorgänge im Randstörungsgebiet des Bergischen Landes entstanden. Von Burg abwärts fließt die Wupper wieder nach Westen, durchschneidet die geologischen Schichten spitzwinklig und entwickelt breite Talböden. Vor dem endgültigen Eintritt in die Rheinebene schaltet sich noch ein kleines, nach Süden gerichtetes Teilstück ein, das in seinem Verlauf dem vierten Abschnitt, dem Inversionstal, entspricht und wohl auf ähnliche Faktoren zurückzuführen ist. Die außergewöhnlich starke Entwicklung des Flusses macht es verständlich, daß das schmale, sichelförmige Wuppergebiet von allen Seiten bedrängt wird. Im Norden ist das untere Ruhrgebiet überlegen, das gleiche gilt im Osten für die Nebenbäche der Ennepe und Volme; im Süden drängen Agger, Sülz und Dhünn mit ihren Quellflüssen gegen die Wasserscheide vor, und ebenso ist die Wasserscheide im Westen durch die direkt dem Rhein zuströmenden Bäche wie Itter und Düsseldorf gefährdet.

Für unsere Fragestellung ist vor allem bedeutsam, daß die Täler von Wupper und Dhünn, welche gleich schmalen Furchen das Land durchziehen, die an und für sich sehr einförmige Trogregion des Mittelbergischen Landes schachbrettartig

131) Hauer, Kreis Solingen, 1831, 4.

132) Nur für das Mittelbergische erscheint mir die Bezeichnung Wupperbergland angebracht, die Landwehr (Wupperbergland o. J.) für das gesamte Bergische Land anwenden möchte.

133) Goebel, Heterogene Talsysteme, 1926; Dammann, Wupper, 1897; Huhn, Wuppertal, 1938.

in fast rechteckige Hochflächen und Platten gliedern. So schließt sich an die Radevormwalder Hochfläche zwischen Ennepe und Wupper die Remscheider Hochfläche zwischen den beiden Quertälern der Wupper an, gekrönt von dem Remscheider Rücken. Ihr folgt nach Westen die Solinger Platte, an zwei Seiten von der Wupper begrenzt, während im Norden die Wuppertaler Senke und im Westen der Abfall zur Rheinebene den Abschluß geben. Endlich liegt zwischen Dhünn und Unterwupper die Burscheider Platte, an die sich zum Gebirgsinnern hin die Kürtener Hochfläche anlehnt. Im Süden folgt die Paffrather Mulde. Letztere weitet sich ebenfalls zu einer Platte aus, die bis an die Sülz reicht. Die Hochflächen- und Plattenlandschaften umrahmen die Flachmulde von Wipperfürth halbkreisförmig. Erst aus dieser Vereinigung von einer Flachmulde mit den umgebenden Hochflächen und Platten, die sich aus der allgemeinen Landformung (Troregion) und dem Flußnetz ergibt, erwächst das naturräumliche Gefüge des Mittelbergischen Landes.

Das Niederbergische Land, die letzte physisch-geographisch abgegrenzte landeskundliche Einheit der Westabdachung, gehört zwei Flußsystemen an, die entweder der unteren Ruhr oder direkt dem Rhein tributär sind. Das Rhein-Nebenbachsystem umfaßt eine Reihe parallel fließender Abdachungsflüsse, von denen Itter, Düssel, Schwarzbach und Anger die wichtigsten sind. Ihr Einzugsbereich umschließt die sog. bergische Randlandschaft¹³⁴⁾ und den größten Teil der Velberter Platte. Die nördliche Abdachung des Niederbergischen gehört zum Unterruhrgebiet, das bis an jene Höhen reicht, welche die Wuppertaler Längssenke begleiten. Auch hier bestimmen mehr oder minder parallel verlaufende junge Abdachungsflüsse als Quertäler das Talnetz. Der Verlauf der Unterruhr zeigt entgegen den Verhältnissen an Mittel- und Oberruhr zahlreiche Schwankungen. Goebel sieht in dieser Talstrecke ein primär angelegtes epigenetisches Längstal, das im Diluvium erheblich modifiziert und nach Süden verlegt wurde. Die Vergletscherungsgrenze, die im Osten auf den Höhen des Haarstranges lag, reicht im Unterruhrgebiet weiter südwärts bis zu einer Linie, die etwa mit den Orten Kettwig - Blankenstein zusammenfällt. Hier deuten noch einige karge Reste von Endmoränen auf die einstige Stillstandslage des Gletschers hin. Vergleicht man ihre Lage mit dem heutigen Lauf der Ruhr, so besteht offensichtlich ein innerer Zusammenhang.

Im Hinblick auf eine Gliederung in Naturräume lehrt uns die Betrachtung des Gewässernetzes dreierlei. Erstens läßt sie den großräumigen Höhenaufbau deutlicher hervortreten, zum zweiten ist es möglich, eine schärfere Differenzierung in Ost-, Nordwest- und Westabdachung durchzuführen, und zum dritten können größere Landeinheiten, sogenannte Landschaftsgebiete, aufgestellt werden. Dabei ergibt sich, daß die üblichen landeskundlichen Bezeichnungen — wie Sauerland und Bergisches Land — im naturräumlichen Sinne Namen für hydrographische Einheiten sind. Dementsprechend können auch die gebräuchlichen Benennungen der Untergebiete, wie sie uns im Sauerland als Kern-, Ost-, Süd-, West- und Nordsauerland und im Bergischen als Ober-, Mittel- und Niederbergisches entgegentreten, hydrographisch gedeutet werden, um eine brauchbare und einleuchtende Abgrenzung zu erhalten. Zwar darf dabei die durch die Großformen bedingte Gliederung nicht vernachlässigt werden, und es ist notwendig, bei der Aufstellung der kleinen Formengemeinschaften noch einmal die in diesem Abschnitt gewonnenen Ergebnisse zu überprüfen und ein wenig zurechtzurücken.

¹³⁴⁾ Klockenhoff, Randlandschaft, 1929.

b) Die Zertalung (Abb. 7, 19b, Tab. 2)

Mit Hochflächen und Großstufen, mit Schwellen und Härtlingen, mit Gebirgskammern, Flachmulden und Senken, mit Fluß- und Talbezirken sind die wesentlichen Erscheinungen des Oberflächenbildes und seiner räumlichen Gliederung innerhalb des Südergebirges gegeben. Doch ist damit nur wenig über die dingliche Erfüllung über die Ausstattung dieser Formenlandschaften mit den kleineren Hohl- und Vollformen ausgesagt, die vor allem von der Art und dem Grad der Zertalung abhängig sind. Die Art der Zertalung bedingt die Form der Berge und Täler, während der Grad der Zertalung den Höhenunterschied zwischen benachbarten Hohl- und Vollformen bestimmt und durch die sogenannte Reliefenergie charakterisiert werden kann.

Drei Formen lassen sich auf Grund des Querprofils, der Breite der Talsohle und der Form der Hänge bei den Tälern herausstellen. Das *Muldental* gleicht einer breiten Wanne, in der der Fluß mit mäßigem Gefälle und ohne nennenswerte Eintiefung hin- und herpendelt, ohne daß sich deutliche Stufen zwischen Talau und höheren Terrassenflächen vorfinden. Das ist besonders den Quellbächen eigen, deren wannenartige Täler sich häufig zu einer großen Ursprungsmulde vereinigen, in der schwache, abgerundete Höhen die Wasserscheiden tragen. Vielfach zeichnen sich solche Flachmulden durch einen Reichtum an jungen diluvialen Aufschüttungen aus, die an stauender Nässe leiden und anspruchslose Pflanzengesellschaften tragen. Unter günstigen klimatischen Voraussetzungen entstehen hier sogar Flach- und Hochmoore. Das Muldental ist vor allem der Quellgebietstyp der zentralen, von der rückwärtsschreitenden jungen Erosion noch nicht sonderlich beeinflussten Landschaften.

So findet man Muldentäler in Form von Ursprungsmulden im Astengebirge auf der Winterberger Hochmulde, in der Umgebung der Ruhrquelle vom Kahlen Asten bis zum Hillekopf, auf der Ederkopfplattform, vornehmlich an der zur Eder und Lahn gerichteten Abdachung, im Bilsteiner Bergland — wenn auch in geringer Ausdehnung — bei Rahrbach und südlich von Silberg, besonders gut auf der Wendener Bergebene, dem Biggeplateau, ferner auf dem Arnsberger Wald, soweit er zum Einzugsbereich der Möhne gehört, und ebenso in den Quellgebieten von Wenne (Fredeburger Kammer), Röhr und Hönne (Homert), so daß Goebel¹³⁵⁾ das Muldental sogar als den Quellgebietstyp der von Süden nach Norden fließenden Abdachungsfüße des Ruhrgebietes bezeichnet.

Seltener ist dieser Typ im Bergischen Land und in der Lüdenscheider Flachmulde. Er ist dort nur in Form einer Quelledelle entwickelt, die etwas in die Ebenheiten eingelassen ist, sich aber rasch zu einem Kerb- und Erosionstal verengt, eine Erscheinung, die besonders auf den randlichen Hochflächen des Bergischen Landes zu beobachten ist. Im allgemeinen ist den muldentalreichen Landschaften nur eine geringe Reliefenergie eigen, und so erklärt es sich auch, daß die Ursprungsmulden und Quelledellen bevorzugte Siedel- und Rodeplätze sind, wenn nicht historische oder pflanzengeographische Gegebenheiten dem entgegenstehen.

Weiter verbreitet ist entsprechend der durch die junge Hebung und Wellung und der oft einseitig ausgebildeten Flußeinzugsbereiche bedingten Gefällsunterschiede die zweite Talform, das *Kerb- oder Schluchttal*. Kerbtäler sind V-förmige Einschnitte ohne Talboden mit großem Gefälle, die in kesselförmigen, steilen Ursprungstrichtern entstehen oder sich direkt aus schmalen Wasserrissen entwickeln. Durchweg handelt es sich um kurze, sehr junge Bäche, die sich vor allem in Gebieten lebhafter, rückschreitender Erosion entwickeln.

¹³⁵⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916.

So begegnen sie uns in erster Linie als Stirnhangflüsse an den Schmalseiten der Einzugsbereiche von Ruhr und Lenne, der mittleren Volme und Hoppecke, ferner an den Großstufen, besonders im Osten des Rothaarblockes und im Süden der Siegerländer Stufe. Auch im Aggerquellgebiet sind sie in unmittelbarer Nähe der Wasserscheide zum Biggeplateau hin häufig. Ebenso begleiten sie links und rechts die Hauptflüsse dort, wo diese ein schmales, tiefeingelassenes Engtal durchfließen. Allenthalben schaffen die Kerbflüsse ein bewegtes Relief, indem sie die Hänge in schmale, oft gratartig zugespitzte Riedel und Sporne auflösen und so eine bewegte Mittelgebirgslandschaft vortäuschen. Eine besondere Formenlandschaft bedingen sie in den peripheren Plattenlandschaften des Bergischen Landes, wo sie auch zahlreich sind. „Als tiefe, schmale Wasserrisse mit ganz steilen Schluchtwänden unterbrechen sie die Fläche nur linienhaft und enden plötzlich in einem steilen Quelltopf. Oft werden sie erst durch die aus der Schluchttiefe bis an die Oberfläche ragenden dunklen Baumkronen als dunkle Bänder in der hellen beackerten Fläche sichtbar“¹³⁶⁾.

Die wichtigste Talform des Südergebirges ist das Sohlental. Bei diesem steigen die Talhänge nicht unmittelbar aus dem Flußbett auf, vielmehr ist eine mehr oder minder breite Talsohle vorhanden, und die Hänge liegen weiter zurück. Je nach der Steilheit der Talflanken und nach ihrer Gliederung kann man drei Unterformen unterscheiden: 1. das einfache Sohlental mit schrägen, kaum gestuften Hängen, 2. das Engtal mit steilen Talflanken ohne bemerkenswerte Hanggliederung und 3. das Terrassensohlental, bei dem deutliche Stufen und Verflachungen die Talhänge unterbrechen.

Einfache Sohlentäler mit schrägen, kaum gestuften Hängen findet man bei den größeren Flüssen vorwiegend am Oberlauf. Auch die größeren Nebenbachtäler haben durchweg diese Form, wenngleich zur Mündung hin sich einige Terrassenreste einschieben. Doch sind diese meistens in schmalen Riedeln und Spornen erhalten, so daß eine eindeutige Zuordnung oft kaum möglich ist und sie auch landschaftskundlich bedeutungslos sind. Bekannt sind vor allem die einfachen Sohlentäler der Siegerländer Gebirgskammer.

Im Kern dieses Gebietes sind die Talsohlen durch seitliche Erosion bis zu 1000 m breit und mit Schottern und Lehm bedeckt. „Ältere schotterführende Terrassen reichen nur in Bruchstücken bis Weidenau hinauf, doch begleiten mehrfach gestufte, breite lehmbedeckte Verebnungen die Bäche weit aufwärts, so besonders die Ferndorf und Littfe, aber auch Sieg, Heller und Daade“¹³⁷⁾. Aber sie bringen in den allmählichen Anstieg der Gehänge nur unbedeutende Gliederungen, so daß der Eindruck einer breiten Ebenheit im Tale und des langsamen Anstiegs der Talflanken mehr oder minder erhalten bleibt.

Einfache Sohlentäler sind auch den andern Gebirgskammern und den Flachmulden eigen. In letzteren können sich die Hänge derartig verflachen, daß die Täler an die Muldenform erinnern. Das ist besonders gut an der oberen Wupper im Bereich der Wipperfürther Flachmulde zu beobachten. Viele Sohlentäler des Südergebirges besitzen ein asymmetrisches Profil, was besonders klar im Mendener Hügelland bei den Nebenbächen der Ruhr hervortritt. In der Waldbröler Mulde machte Hoos¹³⁸⁾ die gleiche Beobachtung am Wahnbach. Sie vermutet als Ursache ein Abgleiten des Baches nach Südosten.

Das Engtal ist in seiner Verbreitung weitgehend von der Gesteinsbeschaffenheit, dem Verlauf der Schwellen und dem Alter des Flusses abhängig. Häufig sind

¹³⁶⁾ Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936, 159.

¹³⁷⁾ Kraus, Siegerland, 1931, 14.

¹³⁸⁾ Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936.

Engtalstrecken reich an Mäandern. Das längste Engtal besitzt die Lenne auf ihrem Verlauf von Altenhundem bis Hohenlimburg. Ab und an sind zwar kleine Talweilungen eingeschaltet, auch fehlt es nicht an Terrassensporen und -riedeln, aber sie können den Charakter eines tiefeingesenkten, von oft sehr steilen Wänden eingerahmten Engtales nicht verwischen. Von Altenhundem bis Grevenbrück liegen die begleitenden Höhen rund 100 m über dem Lennespiegel, weiter abwärts steigen sie zu großartigen Gebirgshängen an und ragen um 250—350 m über dem Talboden empor. Auf dieser Strecke neigt die Lenne auch zu stärkeren Serpentinien, während das Flußtal unterhalb und oberhalb geradliniger verläuft. Auch oberhalb von Altenhundem hat die Lenne im Bilsteiner Bergland noch weitgehend die Form eines Engtales, nur sind die Hänge etwas abgeflachter; aber erst bei Schmallebenberg und Gleidorf mit dem Eintritt in die Fredeburger Gebirgskammer tritt eine „starke Verflachung der Talhänge im Verein mit einer allgemeinen Erniedrigung der umgebenden Landschaft“ ein¹³⁹⁾.

Solch durchgehende Engtalstrecken sind im Sauerland nur noch bei der mittleren Volme und Ennepe, bei den Ruhrnebtälern Elpe, Nuhne und Henne und auf der östlichen Abdachung bei der Hoppecke und besonders bei den Ederzuflüssen Nuhne und Orke zu beobachten. Diese Flüsse durchbrechen die Großstufen des Rothaarblocks, und auf diesen Abschnitt beschränken sich auch die Engtäler. Bei allen andern Flüssen sind Engtalstrecken nur in geringer Ausdehnung vorhanden. Die Möhne passiert ein Engtal nur von Allagen bis Völlinghausen; die Ruhr besitzt zwei Engtalstrecken, im Oberlauf von Olsberg bis Nuttlar beim Durchbruch der harten Quarzitbänke und von Wennemen bis Hüsten beim Durchqueren der Plackweghöhen. Hier sind auch zahlreiche Mäander vorhanden. Ein dritter, nicht so gut ausgeprägter Engtalabschnitt liegt zwischen Westhofen und Witten, wo die Ruhr die Härtlingslandschaft des Ardey durchschneidet. Auch bei den Ruhrnebenflüssen wie Wenne, Röhr, Sorpe und Hönne schalten sich ab und zu längere Engtalstrecken ein und nehmen zum Teil cañonartige Form an.

Von den bergischen Flüssen hat besonders die Wupper zwei gut ausgebildete Engtalstrecken, und zwar ebenfalls auf den nördlich bzw. südlich gerichteten Laufstrecken beim Durchbruch der Remscheider Schwelle. Von Hückeswagen bis Rittershausen verschmälert sich die Talsohle bis auf 30 m, die Talwände sind sehr steil, mit starkem Gefälle fließt die wasserreiche Wupper in dem mäandrierenden Flußbett. Die zweite Engtalstrecke von Sonnborn-Vohwinkel bis Burg wird nur von der Kohlfurther Talweitung unterbrochen. Sie ist teilweise sogar ohne Talboden, unvermittelt steigen besonders von der Kohlfurther Brücke abwärts die Gehänge aus dem Flußbett empor¹⁴⁰⁾. Für die Sieg ist ein häufiger Wechsel von Talengen und Talweiten geradezu charakteristisch. Die erste Engtalstrecke durchquert der Fluß im Bereich des Giebelwalder Riegels von Eiserfeld bis Betzdorf. 300 m steile Talflanken engen das Tal auf beiden Seiten ein. Bei Betzdorf an der Mündung des Hellerbaches schaltet sich eine breite Talweitung mit sanft geböschten Hängen ein. Dann folgt bis Blankenburg eine mäandrerreiche Strecke, in der kurze Engtalstrecken (bemerkenswert ist die von Dreisel bis Werfen) von Terrassentalabschnitten und größeren Talweitungen (vgl. Dattenfelder Weitung) abgelöst werden¹⁴¹⁾. Auch bei den Nebentälern der Agger, der Sülz, des Wahn- und Brölbaches, der Waldbröl und Wiehl sind einige Engtalstrecken eingeschaltet, und zwar dort, wo der Fluß härtere Gesteine quert. Doch fehlt diesen Abschnitten durchweg eine starke Mäandrierung.

Bei den Flüssen der Ostabdachung liegt, abgesehen von den schon erwähnten Nebenbächen, nur die Engtalstrecke der Eder, die sich von Raumland bis Batten-

139) Goebel, Ruhrgebiet, 1916, 128.

140) Huhn, Wuppertal, 1938.

141) Knuth, Terrassen der Sieg, 1923

Tabelle 2

Gliederung der Terrassen

Jungbluth, 1916 Rhein	Bredden, 1928 Rhein u. Ruhr	Goebel, 1918 Ruhr	Hamacher, 1931 Lenne
Pliozänterrasse			Almertterrasse Klefftterrasse Haardtterrasse Ringelbergterrasse Brandenbergterrasse Scherlterrasse Papenbergterrasse
Oberterrasse	Mettmannterrasse Hombergterrasse ob. } Höselterrasse unt. } Drüfelterrasse	Drüfelterrasse	Limmerigterrasse Hombergterrasse Eisenbergterrasse Bergfeldterrasse Silbergterrasse ob. } Helmker- unt. } terrasse Drüfelterrasse Oberterrasse
ob. } Hauptterrasse unt. } ob. } Mittelterrasse unt. } Niederterrasse Inselterrasse	ob. } Hauptterrasse unt. } ob. } Mittelterrasse unt. } Niederterrasse	Hauptterrasse Mittelterrasse Niederterrasse	ob. } Hauptterrasse unt. } ob. } Mittelterrasse unt. } Niederterrasse

berg einschaltet, noch im Bereich des Südergebirges. Bei der Lahn beginnt ein ausgesprochenes Engtal erst im Biedenkopfer Bergland beim Durchbruch der Diabas Höhen.

Eine besondere Form von Engtälern gibt es in den Massenkalkgebieten. Schon die Täler der kleineren Nebenbäche sind kastenförmig eingelassen, das Gehänge ist sehr steil und setzt mit einem deutlichen Knick gegen die Hochfläche ab. In solchen cañonartigen Tälern bewegen sich auch die größeren Flüsse. Am bekanntesten ist in dieser Hinsicht das mittlere Hönnetal: 60 m tief ist es in die Balver Platte eingeschnitten und gleicht einer engen Spalte mit z. T. senkrechten Wänden. Auch das untere Biggetal zeigt innerhalb der Attendorner Kalkfläche ähnliche Formen.

Nach Goebel ¹⁴²⁾ ist die Entstehung derartiger „Cañons.. in der Hauptsache durch die Unmöglichkeit jeder oberflächlichen Erosion abseits des Tales (Durchlässigkeit des Gesteins) sowie durch das Ausbleiben aller Vorgänge bedingt, die im undurchlässigen Gestein eine Gehängeverschrägung hervorrufen (z. B. Schuttbewegungen). Ihre Erhaltung wird außerdem noch durch die Massigkeit des Kalkes begünstigt, derzufolge sich senkrechte Wände bei jeder Stellung der Schichten halten können. Bei der Entstehung des mittleren Hönnetales mögen nach R. Bärtling vielleicht auch noch ehemalige unterirdische Laufstrecken vorgearbeitet haben“.

Während das Muldental den zentralen Flachlandschaften, das Engtal den größeren Schwellen und Härtlingen eigen ist, gilt das Terrassensohlentäl als

¹⁴²⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916, 173.

nach verschiedenen Autoren

Neumann, 1935 Lenne	Huhn, 1938 Wupper	Hoos, 1936 Agger-Bröl	Knuth, 1923 Sieg
Pliozänterrasse	Kiesbergterrasse Nützenbergterrass		Pliozänterrasse
	Jagenbergterrasse Rolscheidterrasse Burgterrasse Karnaperterrasse	280 m 260 m 240 m 220 m 200 m	
Oberterrasse	Drüfelterrasse Oberterrasse	180 m	Oberterrasse
ob. } Hauptterrasse unt. }	ob. } Hauptterrasse unt. }	ob. } Hauptterrasse unt. }	ob. } Hauptterrasse unt. }
ob. } Mittelterrasse unt. }	ob. } Mittelterrasse unt. } Niederterrasse	ob. } Mittelterrasse unt. }	ob. } Mittelterrasse unt. } Niederterrasse Inselterrasse

Typ der peripheren Gebiete. Ein solches Tal hat gleichsam einen mehrstöckigen Bau, der dadurch bedingt ist, daß ältere Talböden nur teilweise von dem sich einschneidenden Fluß fortgeschafft wurden, so daß die Talbodenreste heute als Verflächungen am Hang entlangziehen und einen getreppten Anstieg hervorrufen. In gewisser Weise wiederholt sich bei diesen Talformen der stockwerkartige Aufbau des Gebirges im kleinen. Die Terrassen können oft so bedeutend sein, daß das Flußtal ein besonderes landschaftliches Gepräge erhält, was sich auch kultur-geographisch auswirken kann. Das gilt besonders für die Talweitungen. In ihnen sind die Terrassen seitlich so verbreitert, daß eine regelrechte Muschel entsteht.

Wie Abb. 8 zeigt, sind Terrassen heute am besten bei den größeren Flüssen erhalten; schon bei den Nebenflüssen 2. Ordnung, wie Dill, Agger, Sülz, Dhünn, Bigge, Volme u. a., sind sie nur in mehr oder minder schmalen Leisten entwickelt und kaum landschaftsbestimmend. Nur am Unterlauf gewinnen sie an Breite und können hier sogar regelrechte Plattenlandschaften bilden, wie es z. B. im Mündungsbereich von Agger, Sülz und Wahnbach der Fall ist.

Über Zahl und Einordnung der Terrassen bei den einzelnen Flüssen besteht keine einheitliche Auffassung. Wie Tabelle 2 ausweist, wollen die Bearbeiter von Lenne, Wupper und Agger¹⁴³⁾, wohl unter dem Einfluß von Breddin¹⁴⁴⁾, neben den bekannten drei diluvialen Terrassen, die im einzelnen wieder unterteilt werden können, noch eine größere Anzahl altdiluvialer Höhenterrassen feststellen können, wäh-

143) Hamacher, Lennetal, 1931; Huhn, Wuppertal, 1938; Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936.

144) Breddin, Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr, 1929.

rend eine zweite Gruppe von Forschern an Sieg, Ruhr, Eder, Dill und Diemel¹⁴⁵⁾ über der altdiluvialen Hauptterrasse im Höchstfall noch eine Oberterrasse ansetzen. Diese wird noch überragt von der Pliozänterrasse, die schon in den eigentlichen Trog eingelassen ist. Die Mehrzahl der vielen Höhenterrassen ist wohl sehr hypothetisch. Neumann¹⁴⁶⁾, der das Lennetal einer Nachprüfung unterzogen hat, lehnt sie sogar als nichtbestehend ab. Er kommt dort wieder zu der zweiten, älteren Ansicht zurück, der wir uns auch im folgenden anschließen.

Die einzelnen Terrassen setzen entlang dem Flußlauf erst nach und nach ein: am Oberlauf sind sie meistens nur in kärglichen Resten vorhanden, zudem vermindern sich die Abstände der einzelnen Terrassen zum Oberlauf hin, so daß hier oft nur eine Terrasse zu beobachten ist. Im Mittel- und Unterlauf verschwinden die Terrassen in den Engtalstrecken bis auf kleine schmale Sporne und Leisten, die zwar ein Weiterverfolgen möglich machen, landschaftlich aber bedeutungslos sind. Erst am Unterlauf sind die Terrassen gut ausgebildet und vollzählig erhalten, und hier begegnet uns deshalb auch der neue Formentyp der Flußterrassenlandschaft.

Am deutlichsten kommt diese Tatsache bei den Rheinnebenflüssen zum Ausdruck. Hier sind die einzelnen Terrassen auf die gut erforschten Terrassen des Hauptstromes eingestellt. Abgesehen von den schwer zu bestimmenden und für eine landschaftskundliche Gliederung bedeutungslosen Resten tertiärer und altdiluvialer Schotter sind bemerkenswert die Haupt-, Mittel- und Niederterrasse, die alle zweistufig ausgebildet sind¹⁴⁷⁾. Die Hauptterrasse des Rheins liegt im Süden etwa 150—160 m hoch, bei Leichlingen 110—130 m, am Grafenberg bei Düsseldorf 98—110 m und bei Duisburg-Mülheim 80—100 m. Sie weist erhebliche Lücken auf, ist stark zerfurcht und oft nur in schmalen Resten erhalten. Erst nördlich der Dhünn und der Wupper ist sie breiter entwickelt; doch werden ihre Formen hier durch Löß- und Sandaufwehungen erheblich verwischt und verdeckt. Die Rhein-Hauptterrasse grenzt südlich der Wupper gegen die 200 m hochgelegene Randfläche des Bergischen Landes durchweg in einer Bruchstufe, die durch die Denudation etwas umgestaltet ist. So kommt es, daß hier die Hauptterrasse des Rheins tiefer liegt als die der Nebenbäche und diese ihre dunkleren Bachgeschiebe trichterförmig auf sie ausschütten konnten. Nach Norden streben die Störungslinien auseinander, und die Zwischenstaffeln gewinnen an Breite. Hier ist eine scharfe Geländestufe gegenüber dem Bergischen Sockel nicht mehr vorhanden. Die Hauptterrasse greifen hier allmählich auskeilend in das Bergische Land hinein. Eine morphologische Grenze liegt hier weniger zwischen Hauptterrasse und Randfläche als vielmehr zwischen Mittelterrasse und Hauptterrasse.

Im einzelnen unterscheidet Ruland bei der Hauptterrasse zwei Stufen, eine untere, sehr schmale und eine obere, die weit stärker hervortritt. Die Mittelterrasse, durch mehr oder minder gut ausgebildete Erosions- und Denudationsstufen sowie Ausräume (vgl. Wahner Heide) von der Hauptterrasse getrennt, liegt in ihrer oberen Stufe im Süden (Spich) bei 90 m und fällt allmählich bei Gladbach auf 86, bei Schleebusch auf 85, auf Opladen auf 80, bei Rulach auf 76 und bei Hilden auf 70 m.

Ihr schließt sich die weit bedeutendere untere Mittelterrasse an. Sie bildet heute den sandüberdeckten Ödlandstreifen mit Waldungen, Heiden und Sümpfen und steht damit in einem auffallenden Gegensatz zu der lößreichen, fruchtbaren linksrheinischen Mittelterrasse der Kölner Bucht. In kulturgeographischer Hinsicht ist diese Landschaft der eigentliche Grenzstreifen¹⁴⁸⁾ zwischen dem Bergischen Land und der Kölner Bucht.

145) Knuth, Terrassen der Sieg, 1923; Goebel, Ruhrgebiet, 1916; Wenzel, Eder, 1931; Plümer, Dilltal, 1928; Wortmann, Terrassen der Diemel, 1936.

146) Neumann, Großfaltung, 1935.

147) Ruland, Terrassen zwischen Sieg und Wupper, 1925.

148) Knübel, Wald- und Heidestreifen, 1935.

Im Süden liegt die untere Mittelterrasse bei Spich 60—80 m hoch und sinkt bis zur Mündung der Ruhr auf 40 m. Auch die Niederterrasse, 10 m tiefer gelegen, besitzt zwei Stufen, getrennt durch eine Geländestufe von 4—5 m. Sie ist mit fruchtbaren Auelehmen und lößähnlichen Bildungen bedeckt, nur lokal finden sich Dünen.

In morphologischer Hinsicht gehören alle Terrassen zur Niederrheinischen Bucht, somit wäre die Ostgrenze der Hauptterrasse als Grenze anzusprechen. Ihr Wert ist aber infolge der Zerstückelung und der nicht überall deutlichen Geländestufe sehr verschieden. Entscheidender und deutlicher ist die durch die Mittelterrasse gegebene morphologische und kulturgeographische Scheide, sie soll deshalb auch als Westgrenze des Bergischen Landes angenommen werden.

Bei den sauerländischen Flüssen findet man gut ausgebildete Terrassenlandschaften nur an der Ruhr, am Unterlauf der Möhne, der Lenne und der Volme.

An der Ruhr¹⁴⁹⁾ begegnen uns die ersten nennenswerten Flußterrassen bei Olsberg, also nach dem Austritt des Flusses aus dem Rothaarblock. Es sind kleine Schotterterrassen, die 10—20 m über dem Talboden liegen. Bei Nuttlar findet sich eine höhere Terrasse 50 m über der Talaue. Bis Meschede sind die Reste aber so gering, daß von einem Terrassental kaum die Rede sein kann. Erst bei Gut Laer sind drei Terrassen (untere 5—15 m, mittlere 40—50 m und obere 70 m über Talaue) deutlich zu unterscheiden. Sie sind besonders gut auf der Nordseite im Bereich der Kulmalaunschiefer entwickelt. Bis Wennemen läßt sich das breite Terrassental verfolgen, so daß der mittlere Ruhrabschnitt zwischen Meschede und Wennemen gegenüber den andern Abschnitten eine landschaftliche Sonderstellung einnimmt und sich aufs engste an den Hellefelder Ausraum anschließt. In der folgenden Engtalstrecke sind nur Terrassensporne erhalten. Erst ab Hüsten finden sich wieder breite Terrassenflächen. Von Neheim, wo sich die Terrassen der Möhne mit denen der Ruhr vereinigen, läßt sich sogar über Bachum, Voßwinkel bis Wimbern ein alter Talboden verfolgen, der 70—80 m über der heutigen Aue liegt und den im Norden vorgelagerten Westerberg (244 m) umgeht. — Die breiteste Terrassenentwicklung beginnt bei Wickede und endet bei Herdecke. Das liegt an dem Vorkommen milder Schiefertone. „Mit dem Eintritt in diese Schicht ändert sich der bisherige Charakter des Ruhrtals. Die Talaue, auf der sich der Fluß von nun ab in freien Windungen bewegt, gewinnt eine Breite von etwa 1 km. An Stelle der starken Schlingen des Talbodens treten weite sanfte Bögen. Eigentliche Prall- und Gleithänge sind nicht mehr zu beobachten. An den ganzen Lauf der Talaue lagern sich in großer Breite die drei Terrassen“¹⁵⁰⁾, zu denen sich zuweilen noch eine vierte Terrasse, die sog. Drüfelterrasse gesellt¹⁵¹⁾. Infolge des nordwärts gerichteten horstartigen Vorspringens des oberen Flözleeren zwischen Dellwig (bei Fröndenberg) und Westhofen erreichen die Terrassen eine Breite bis zu 4 km, so daß das Schwerter Becken eine große Talweitung darstellt. Nur bei Fröndenberg und Westhofen, wo wieder harte Sandsteinbänke nahe an die Ruhr herantreten, verengt sich die Talweitung zu einem normalen Terrassensohlental. Auch die diesem Ruhrabschnitt zufließenden Nebenbäche haben durchweg gut ausgebildete Terrassen, und das gibt dem Hügelland zwischen Hönne und Lenne gegenüber den westlich und östlich anschließenden Landschaften einen besonderen Charakter. Die enge Beziehung des Mendener Hügellandes zum Ruhrtal wird noch verstärkt durch Beobachtungen von Krusch¹⁵²⁾. Er konnte neben den schmalen diluvialen Terrassen noch ältere Abrasionsflächen feststellen, die bei Sümmern, Ostsümmern und Menden zum Teil 5—6 km von der Ruhr entfernt und 120 m über den heutigen Talsohlen

¹⁴⁹⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916.

¹⁵⁰⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916, 188.

¹⁵¹⁾ Bärtling, Wanderbuch, 1913, 40.

¹⁵²⁾ Krusch, Erl. Bl. Menden, 1912.

liegen. Sie deuten nach Form und Lage auf einen alten, sehr breit entwickelten Ruhrlauf hin.

Zwischen Westhofen bis Herdecke liegen diluviale Terrassen vor allem südlich der Ruhr. Sie gewinnen hier, im Mündungsbereich von Lenne und Volme, so an Ausdehnung, daß dieses Gebiet als eine selbständige Formenlandschaft auszusondern ist (Hagener Terrassenplatte). Von Herdecke bis Witten sind Terrassen nur an schmalen Gleithängen entwickelt (Quertal durch den Ardey). Erst ab Witten durchfließt die Ruhr ein breites Sohllental, das bald links, bald rechts ausgedehnte jüngere Terrassen begleiten, hier und da sich etwas verengt, aber im ganzen bis zur Mündung eine einheitliche Formenlandschaft darstellt (Unteres Ruhrtal). Entsprechend der Entstehung dieses Ruhrabschnittes fehlt die älteste präglaziale Terrasse, die Drüfelterrasse Bärtlings. Sie baute einst ein Plateau auf, das sich nördlich der heutigen Ruhr befand und etwa durch die Orte Witten, Frohlinde, Castrop, Riemke, Krays und Stoppenberg begrenzt wird. In der Eiszeit wurde es zerstört und durch Windablagerungen überdeckt. Auch die Oberterrasse folgt bis auf die Strecke Steele-Kupferdreh nur wenig dem heutigen Flußlauf, erst die jüngeren Mittel- und Niederterrasse schließen sich aufs engste dem heutigen Zuge der Talau an. Zahlreiche Altwässer beweisen, daß die Ruhr innerhalb der heutigen Talau häufig ihr Bett verlegt hat. Ab Kettwig verzahnen sich die Ruhrterrassen mit denen des Rheins, beide Hauptterrassen bedecken die Selbecker Platte, die nordwestlichste Landschaft des Bergischen Landes.

Von den Hauptnebenflüssen der Ruhr besitzt die Möhne nur wenig gut ausgebildete Terrassen. Zwar sind ab Rütthen vereinzelte Schotterterrassen in 10, 20, 30 und 40 m zu beobachten, aber sie spielen für das Talprofil nur an einigen Punkten, so bei Völlinghausen, Körbecke und Himmelsporten, eine Rolle. Aber auch hier sind sie zu wenig ausgebildet, um daraus eine landschaftskundliche Sonderstellung dieses Möhneabschnittes ableiten zu können. Erst im Unterlauf gewinnen sie im Verein mit den Terrassen der Ruhr größere Bedeutung.

Auch die diluvialen Terrassen der Lenne sind bis auf den Unterlauf spärlich entwickelt¹⁵³). Nur dort, wo eine geringe Härte des Gesteins die Seitenerosion des Flusses erleichtert und die benachbarten Landschaften die Talau nicht wesentlich überragen, sind Terrassen einigermaßen klar ausgebildet. Das gilt einmal für die Fredeburger Gebirgskammer, für die Gegend von Meggen und für die Massenkalksenken bei Attendorn und Hohenlimburg-Lethmathe. In den anderen Engtalabschnitten sind Terrassen nur als schmale Leisten erhalten. Auch bei der Volme und Ennepe sind Terrassen, entsprechend dem vorherrschenden Engtalcharakter im Mittellauf, in größerer Ausdehnung erst am Unterlauf zu finden.

Das gilt auch für die bergischen Flüsse. Bei der Wupper¹⁵⁴) trifft man Terrassen größeren Ausmaßes im Oberlauf, wo die Mittelterrasse ein breites, muldenartiges Tal einnimmt, im Mittellauf auf den Massenkalkflächen von Wuppertal und am Unterlauf ab Burg. Die Dhünn weist nur im Unterlauf bemerkenswerte Terrassen auf. Dagegen wird die Sieg¹⁵⁵) trotz ihres mäanderreichen Laufes streckenweise von sehr gut ausgebildeten Terrassen begleitet, und manche Talweitung schaltet sich ein. Schon bei Weidenau-Siegen entwickelt sich das Sohllental zu einer regelrechten Wanne, deren Hänge mehr oder minder gestuft sind. Eine zweite Talweitung liegt bei Betzdorf, an der Mündung der Heller; dann folgt die Prachter Talweitung, in der die Hauptterrasse das Landschaftsbild beherrscht. Bei Dattenfeld übernimmt die Mittelterrasse diese Aufgabe. Ab Eitorf gewinnen beide Terrassen immer mehr an Breite

¹⁵³) Hamacher, Lennetal, 1931.

¹⁵⁴) Huhn, Wuppertal, 1938.

¹⁵⁵) Knuth, Terrassen der Sieg, 1923.

und greifen besonders nach Süden weit hinter das Siebengebirge vor. Bei den Nebenflüssen lassen sich Terrassen ebenfalls sehr weit flußaufwärts verfolgen¹⁵⁶⁾; aber auch hier sind sie erst am Unterlauf derartig entwickelt, daß eine gut ausgebildete, von der Hauptterrasse beherrschte Terrassenplatte als Sonderlandschaft abgegliedert werden kann (Walscheider Platten).

Die Flüsse der Ostabdachung weisen alle, da sie nur mit ihrem Oberlauf in das Bergland hineinreichen, geringfügige Terrassen auf, die meistens als landschaftlich bedeutungslose Hangterrassen entwickelt sind. Bemerkenswert ist an der Eder nur die Berghausener Talweitung, die sich bis Raumland erstreckt, wo Wenzel¹⁵⁷⁾ vier Terrassen ermittelte. An der Lahn nimmt die Laaspheer Weitung und an der Dill der Haiger Talkessel eine ähnliche Stellung ein.

Zum Schluß sei noch kurz auf die Schlingen- und Mäanderbildung hingewiesen, die manchen Tälern eine besondere Form verleiht¹⁵⁸⁾. Talmäander finden sich häufig an Sieg, Wupper, Unterruhr und Lenne, in geringerem Umfange an Mittel- und Oberruhr, an der Möhne und an den ostwärts gerichteten Flüssen Lahn, Eder und Diemel. Meistens vergesellschaften sich die Schlingen mit den Engtalstrecken, und zwar in der Folge Määndertal-Engtal. Diese Nachbarlage deutet schon einen engen ursächlichen Zusammenhang an, der sich aus den Gesteinsverhältnissen ableiten läßt. Das Engtal ist durchweg an harte Gesteine gebunden. In ihm bildet sich infolge der seitlichen Zusammenpressung der Hochfluten, des großen Bodendruckes und der erhöhten Geschwindigkeit des fließenden Wassers ein zunehmendes Gefälle. Flußaufwärts wird die Fließgeschwindigkeit des Wassers geringer. Wenn sie hier einen gewissen Minderwert erreicht hat, wirkt der Fluß nach den Seiten und bildet Windungen aus. Das Engtal bedingt insofern, trotz seiner erhöhten Geschwindigkeit, einen Stau des Wassers im oberen Flußabschnitt. Die meisten Mäander des Südergebirges sind Gleitmäander, die ihre Schlingen mit dem Einsinken immer mehr ausdehnten. Dadurch erklärt sich auch das asymmetrische Talprofil mit dem malerischen Wechsel von Prall- und Gleithang.

Überblicken wir abschließend die Talformen hinsichtlich ihrer Bedeutung für eine Gliederung des Südergebirges in Naturräume, so ist zunächst festzuhalten, daß sie in erster Linie Bestandteile der umgebenden größeren Landschaften, Schwellen, Flachmulden, Senken sind. Das gilt vor allem für die Mulden- und Kerbtäler und die einfachen Sohlentäler. Dagegen sind die größeren Engtäler einmal trennende Grenzen zwischen hochgelegenen Platten und Bergebenen und zum andern selbständige kleine Formenlandschaften. Im Verein mit den kurzen Kerbtälern bedingen sie einen Relieftyp, den man wohl als Zertalungslandschaft bezeichnet hat. Bei der Betrachtung der Reliefeenergie werden wir noch auf ihn zurückkommen. Ebenso ist das gut ausgebildete, größere Terrassensohlental eine landschaftliche Einheit, das trotz seiner Schmalheit im Rahmen einer auf die elementaren Naturräume abzielenden Untersuchung als besondere Formengemeinschaft auszusondern ist. Das gleiche gilt für manche Talweitung, wenn sie eine einigermaßen beachtliche Größe hat und aus dem allgemeinen Landschaftsrahmen sich allzusehr abhebt. Darüber hinaus läßt uns die Betrachtung der Talformen einige bisher allgemein als Senken, Platten oder Hügelländer charakterisierte Landschaften gegenüber ähnlichen Formengemeinschaften deutlicher absetzen. So entpuppte sich das Schwerter Becken als breite Talweitung mit stockwerkartig angeordneten Terrassen. Ebenso ließ sich das Mendener Hügelland mit seinem Reichtum an Terrassensohlentälern klar gegenüber den andern Hügellandschaften des nordwestlichen Sauerlandes abgrenzen, und einige Platten am Nord- und Westrande des Bergischen Landes konnten als Terrassenlandschaften gedeutet werden.

¹⁵⁶⁾ Hoos, Zwischen Agger und Sieg, 1936.

¹⁵⁷⁾ Wenzel, Eder, 1931.

¹⁵⁸⁾ Masuch, Talmäander, 1935.

So wie die Talformen trotz gelegentlicher Anpassung an Gesteinsverhältnisse und alte geologische Strukturen nur als Werk der jüngsten Vergangenheit zu verstehen sind, in der erst durch Anlage der Verebnungsflächen und Schwellen, durch Hebung und Schiefstellung ihre Voraussetzungen geschaffen wurden, so sind auch die Vollformen, die Berge ohne das Durchgangsstadium der tertiären Verebnungen nicht zu deuten. Nur wurden durch Abspülung und Abtragung die Gesteinsunterschiede weit stärker herausgearbeitet, so daß in manchen Bezirken der alte geologische Bau leicht aus den heutigen Geländeformen abgelesen werden kann (Abb. 19b).

Die vorherrschende Form des Südergebirges ist entsprechend seinem mittelgebirgigen Charakter der Rückenberge. Er ist vielfach länger als breit, und die Gehänge seiner Flanken verschneiden sich in einer gewölbten, wenig breiten Fläche.

Von dieser Form aus gibt es zu den beiden anderen Hauptgruppen, den Grat- oder Firstformen und den Plateau- oder Riedelformen¹⁵⁹⁾, mannigfache Übergänge. Wie der Name schon sagt, besitzen Plateauberge eine Verebnungsfläche, die sich mit einem deutlichen Knick gegen das Gehänge absetzt. Solche Formen, die besonders häufig im Astengebirge anzutreffen sind, zeigen an, daß sie aus einer Fläche herausgeschnitten wurden, nur ist es der Erosion noch nicht ganz gelungen, die gesamten Restflächen aufzulösen und abzuschrägen.

Als Anfangsstadium der Plateauberge können die Bergplatten gelten. Bei ihnen überwiegt der ebene Charakter, die Täler sind oft mit steilen Hängen unmittelbar in die Platten eingelassen. Zwischentalplatten hat Goebel¹⁶⁰⁾ deshalb diese Formen genannt. Man findet sie in geringem Umfange in den peripheren Landschaften des Astengebirges, wo sie meistens die sternförmig angeordneten Wasserscheiden tragen (Willinger Bergland), zum andern auf den von der jungen Erosion bisher verschonten Landschaften der Ederkopfhöhen und der Wendener Berg ebene und besonders in den sauerländischen und bergischen Flachmulden. Im Bergischen tragen die parallel angeordneten, von Nordosten nach Südwesten streichenden Platten die Nebenwasserscheiden und sind zu regelrechten langhinziehenden Plateauriedeln umgestaltet. Letztere sind für die weiter gebirgseinwärts liegenden bergischen Landschaften der oberen Trogregion sehr charakteristisch: mit der Annäherung an die Wasserscheide schwindet die Verebnung immer mehr, und zuletzt herrschen nur Kuppenberge vor. Letzteres gilt besonders für die Siegerländer Gebirgskammer. Hier sind die Verebnungen fast vollständig durch die jüngere Zertalung verschwunden. Ein buntes Gewirr von mehr oder minder steil geböschten Rücken, getrennt durch Sohlentäler, deren Auen noch von Menschen planiert wurden, bestimmen das Landschaftsbild. Auch in dem Listerbergland und den Attendorner Senken sind langgestreckte Rücken, untermischt mit kuppigen Formen, vorherrschend. Besonders reich an Rücken sind die anschließenden Reister Senken und das Mescheder Bergland, wo die an die Diabaszüge gebundenen, unregelmäßig aufragenden Kuppen das Landschaftsbild noch mehr verwirren. Rückenformen bestimmen auch das Bild der Plackweghöhen, des Arnberger Waldes und des Sorper Berglandes sowie der andern Schwellen. Sie sind hier an härtere Gesteine gebunden, zum Teil abgeflacht und randlich in zahlreiche Vorsprünge aufgelappt.

Die merkwürdigste Bergform begegnet uns im nordwestlichen und im mittleren Südergebirge. Es handelt sich hier auch um Rückenberge; aber ihre Scheitel sind derartig zugespitzt, daß man sie mit Recht als Kammberge bezeichnet hat. Auffällig ist ihre Anordnung: ausnahmslos ziehen sie von Südwesten nach Nordosten bzw. von Westsüdwest nach Ostnordost entsprechend dem Streichen der variskischen Schichten. Diese Form lehnt sich durchweg an harte Gesteine an, die, durch eine inten-

¹⁵⁹⁾ Göttinger, Bergrückenformen, 1907.

¹⁶⁰⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916.

sive Faltung schiefgestellt, eine Art Schichtrippe erzeugten. So häufen sich die Kammberge auch im Bereich des flözführenden Carbons mit seinen Sandsteinbänken, im grauwackereichen, intensiv gefalteten Flözleeren und besonders in den Kulmschichten mit ihrem ständigen Wechsel von harten Kieselschieferbänken und weichen Tonschiefern.

Gut ausgeprägt ist dieser Bergformentyp im Ardey mit seinen bald kurzen und niedrigen, bald langgestreckten und höheren, etwas massiven Schichtrücken. Südlich der Ruhr ist die Gegend nordöstlich von Langenberg reich an diesen Formen. „Hier breiten sich ganze Schwärme von 1—2 km langen, dabei sehr schmalen, absolut gleichgerichteten Rücken aus“¹⁶¹⁾. Im Flözleeren ist die Kammform zwischen Hagen und Neheim nicht mehr so ausgeprägt, hier gleichen die Vollformen schwachen Wellen, sind zum Teil stark zerlappt und aufgelöst und ähneln teilweise den Rückenformen des Arnberger Waldes.

Im Süden wird die Härtlingslandschaft des Niederbergischen und des Niedersauerlandes, die beide das nördliche süderbergische Hügelland bilden, durch einen markanten Zug hoher und steiler Rücken begrenzt, die aus harten oberdevonischen Kohlenkalken oder widerstandsfähigen Kulmkalken aufgebaut sind. Im Westen umrahmen sie die Velberter Platte, verschwinden weiter nach Osten, tauchen im unteren Lennetal wieder auf und lassen sich von hier aus in geschlossener, einfacher oder doppelter Kette nördlich der Iserlohner Senke bis zum Hönnetal verfolgen. Mit Unterbrechungen setzen sich die Rücken in einem nördlichen Zweig bis Arnberg fort und bilden so im Verein mit der ihnen südlich vorgelagerten Längssenke eine markante orographische Scheide innerhalb des nördlichen Südergebirges. Der südliche Zweig umläuft den Balver Wald, wendet sich dann in einem spitzen Winkel nach Nordosten und durchzieht den Hellefelder Ausraum. In ihm sind die gereihten Kammberge, durchweg mit Wald besetzt, in prachtvoller Weise entwickelt und erzeugen in dieser tiefgelegenen Landschaft ein sehr bewegtes Relief. Kammartige Rückenberge begegnen uns dann noch im Ostsauerland, hier sind sie teils verflacht, teils rundhöckerartig umgearbeitet¹⁶²⁾. Im Diemel- und im Düdinghauser Hügelland bewirken sie im Verein mit den eingelassenen Tälern und den schmalen Senken eine beachtliche Zertalung.

Die Kenntnis der Groß- und Kleinformen ermöglicht es, den Grad der Zertalung, die Reliefenergie, innerhalb des Südergebirges klarer zu erfassen (Abb. 7). Sieht man zunächst von den lokalen Besonderheiten ab, wie sie vor allem durch die Gestalt bestimmter Täler bedingt sind, so kann man entsprechend der allgemeinen Höhenstufung drei große Gebiete verschiedener Reliefenergie unterscheiden. Der höchst gehobene Teil, der Rothaarblock, besitzt im allgemeinen auch die größte Reliefenergie mit 220—240 m¹⁶³⁾, d. h. es überwiegen mittelgebirgige und bergige Formen. Das mittlere Stockwerk der oberen Hochbodenregion, bestehend aus dem überwiegenden Teil des Sauerlandes, dem Ostsauerland und dem Siegerland, weist Reliefenergien von 140—180 m auf: bergige und hügelige Formen dominieren. Dagegen ist die untere Hochbodenregion sowohl zum Rhein wie zur Ruhr hin im allgemeinen nur mäßig zertalt, die Reliefenergie schwankt in den meisten Gebieten zwischen 60 und 100 m: Flachhügeligkeit ist hier der Grundzug der Landschaften.

Diese allgemeine Verteilung wird aber infolge der verschieden stark eingesenkten und verschieden alten Täler, durch die Anordnung der Großstufen, Schwellen und Härtlinge sowie durch die verschiedenartigen Bergformen erheblich modifiziert. So begegnet uns innerhalb des Rothaarblockes die größte Reliefenergie in der unmittel-

¹⁶¹⁾ Goebel, Ruhrgebiet, 1916, 136.

¹⁶²⁾ Paeckelmann, Nordöstliches Sauerland, 1931.

¹⁶³⁾ Die im folgenden angegebenen Meterzahlen beziehen sich immer auf ein Quadrat von 2 km Länge und 2 km Breite, das bei der Berechnung der Reliefenergie zugrunde gelegt wurde.

baren Nachbarschaft der ältesten Täler und der Großstufen. Hier treffen wir Reliefenergien von 300 m und mehr, wie sie außerhalb Westfalens nur noch im Westharz, im Meißner-, Kaufunger- und Reinhardts-Wald zu finden sind. Es sind Zertalungslandschaften erster Ordnung, die den Namen „Mittelgebirge“ mit Recht tragen. Besonders ausgeprägt sind sie an der Nordabdachung des Astengebirges, im Einzugsbereich der oberen Ruhr und Hoppecke. Hier durchsägen die zahlreichen Quellbäche, angelegt als Abdachungsflüsse, die Ramsbecker Großstufe und die vorgelagerten Diabaszüge. Die alten Haupttäler — wie Hoppecke und Ruhr — haben sich als Längstäler in die weichen Schichten tief eingraben können, so daß die jungen Abdachungsflüsse ein starkes Gefälle besitzen und in schmalen, steilwandigen Engtälern die aus harten Gesteinen bestehenden Höhenzüge durchqueren. Ein zweites, von Osten nach Westen gestrecktes Zertalungsgebiet liegt an der oberen Lenne im Bilsteiner Bergland. Hier fließt die Lenne in unmittelbarer Nähe der aus widerstandsfähigen Keratophyrhöhen aufgebauten Großstufe. Sie selbst, angelegt in einem alten Längstal, hat schon in der Nähe der Attendorner Kalksenken die 300-m-Höhenlinie unterschritten. In kurzen Wasserrissen stürzen ihr die Nebenbäche zu und lösen die begleitenden Höhen in zahlreiche Kuppen auf, die oft so steile Hänge besitzen, daß sie nur als absolutes Waldland genutzt werden können. Eine dritte, größere Zertalungslandschaft liegt an der oberen Lahn kurz vor ihrem Austritt aus dem Rothaarblock. Entscheidend ist hier wiederum die tiefe Lage des Haupttalbodens in unmittelbarer Nähe der Großstufe. Nicht so bedeutend ist die Reliefenergie an der Bollerbergstufe. Wohl wird sie von tiefeingesenkten Tälern durchquert, und an dieser Stelle steigt der Grad der Zertalung erheblich, aber es fehlt ein tiefeingelassenes Haupttal, dessen Talboden um ein Vielfaches tiefer liegt als die Hochfläche des Ostsauerlandes, die unter diesen Umständen in gewisser Weise die Erosionsbasis der vom Rothaarblock kommenden Flüsse bildet. So umrahmen trotz einzelner Lücken die zertalenden Landschaften den zentralen Teil des Rothaarblockes mit seiner durchschnittlichen Reliefenergie von 200—240 m. Zwei Landschaften liegen sogar noch unter diesen Werten: die Winterberger Hochmulde und die Berleburger Gebirgskammer. Hier beträgt die Reliefenergie nur 140—160 m, und darin gleicht die Berleburger Kammer trotz ihrer höheren Lage den Gebirgskammern des unteren Stockwerks.

Im Ostsauerland lassen sich nur geringe Unterschiede feststellen. Im Norden, wo die Härtinge der Heim- und Buhberge in geringem Abstand, nur durch eine Senke getrennt, nach Nordosten bis an die Corbacher Platte vorstoßen, und wo im Düdinghauser und Diemel-Hügelland Rücken und schmale Ausräume rasch miteinander wechseln, beträgt die Reliefenergie 120—180 m, so daß hier die Bezeichnung Hügellandschaft zu Recht besteht. In der Medebacher und Hallenberger Bucht sinkt sie hingegen auf 80—100 m, und damit ähneln diese Formenlandschaften den anschließenden flachwelligen Zech- und Buntsandsteintafeln Niederhessens. Erst im Frankenberger Wald steigt sie wieder auf 140—180 m, um dann in der Frankenberger Bucht auf 60—80 m abzusinken.

Das übrige Sauerland, soweit es über 380—400 m liegt, weist mannigfache Unterschiede auf. Dafür sind entscheidend einmal die Höhenzüge und Senken, zum andern die tiefeingesenkten Haupttäler und die durch die Asymmetrie der Flußeinzugsbereiche bedingten landstufenartigen Steilhänge rechts der Ruhr und Lenne. Diesen Umständen verdankt zum Beispiel das bedeutendste Zertalungsgebiet des Südergebirges an der mittleren Lenne seine Entstehung. Als schmales Band, gekennzeichnet durch eine Reliefenergie von 260—300 m, begleitet es den von Südosten nach Nordwesten eilenden Fluß, dessen Talsohle in 100 m absoluter Höhe liegt, während die angrenzenden Zwischentalplatten 420—450 m erreichen. Durch zahlreiche, rasch herabstürzende Bäche sind die Talhänge besonders an der Nordostseite zersägt und zerrissen, und das Auf und Ab der Formen, das Vor- und Zurückspringen der Berg-

sporne und -riedel erwecken den Eindruck eines romantischen Berglandes. Lennegebirge hat man deshalb auch diese Strecke genannt! Aber der Name ist in keiner Weise so rechtfertigen, denn Verlauf und Aufbau dieses sogenannten Gebirges widersprechen ganz und gar den morphologischen Grundlinien, die die Gestaltung des Südergebirges beherrschen. Es handelt sich vielmehr um eine an die Engtalstrecke eines Flusses gebundene Zertalungslandschaft.

Weit geringer ist die Zertalung am mittleren Ruhrlauf, nur entlang dem Steilhang des Arnberger Waldes hebt sich die Reliefenergie auf 200—220 m. Damit gleicht diese Abdachung weitgehend den Schwellen der Ebbe, des Homerts und des Balver Waldes und den Höhenzügen des Sorpe-Berglandes und des Hachener Scholengebietes. Nur erreichen hier einige Punkte noch höhere Werte, zum Teil 280 m. Ähnliche Werte wurden auch für das Mescheder Bergland berechnet, doch liegen sie hier zum Teil schon etwas niedriger und nähern sich damit den Zertalungsgraden der Gebirgskammern und Rumpfmulden. Unter ihnen hat die Attendorner Kammer nur eine Reliefenergie von 160—180 m, und in den Kalksenken fällt sie sogar auf 40—60 m. Auch in der Fredeburger Kammer erreicht die Zertalung nur Höchstwerte von 180 m und sinkt sogar auf 100 m. Eine ebenso geringe Zertalung ist der Lüdenscheider Flachmulde eigen mit 120—140 m, obgleich hier infolge der Nähe der Lenne nach Westen rasch eine Zunahme erfolgt. Die Balver Kalkplatte hat naturgemäß niedrige Werte. Erst im Hellefelder Ausraum mit seinen zahlreichen Kamm- und Rückenbergen steigt sie wieder auf 180 m an. Auffällig wenig zertalt ist dagegen die Nordabdachung des Arnberger Waldes, der Warsteiner und der Briloner Hochfläche: 120—140 m ist die durchschnittliche Reliefenergie, teilweise sinkt sie sogar auf 80—100 m. Gleiche Werte sind in der Mittelstufe des Berglandes nur noch der Wendener Bergebene eigen. Hier ist die alte Verebnungsfläche von der jungen Erosion nur wenig zertalt worden. Ihre Flachwelligkeit tritt noch besonders hervor, wenn man von dieser Landschaft zu dem Siegerland hinüberwechselt. Trotzdem ist auch hier zunächst festzustellen, daß das Siegerland sich auf unserer Reliefenergiekarte nicht als ein so bedeutendes Zertalungsgebiet entpuppt, wie man gemeinhin annimmt: Durchweg berechnet sich die Reliefenergie auf 140—160 m, um Siegen sinkt sie sogar auf 120 m, und erst nach den Rändern zu, besonders im Bereich des Giebelwalder Querriegels, steigt sie auf 200—220 m. Diese Tatsache entspricht ganz der bisher entwickelten Auffassung über den Charakter des Siegerlandes als Gebirgskammer, und sie gleicht darin völlig den ähnlichen Gebilden der mittleren und oberen Gebirgsstufe.

In der unteren Hochbodenstufe, die das Bergische Land und das nordwestliche Sauerland umfaßt, treten, wie schon betont, die stärker zertalten Gebiete erheblich zurück. Sie beschränken sich in erster Linie auf die tiefeingesenkten Engtalstrecken der größeren Flüsse, auf Härtlingsgebiete, auf die kammbergreichen Landschaften im Norden und zum letzten auf die entlang der Wuppertaler Senke ziehenden Geländestufen und den durch die Erosion zerfetzten Riedelrand des Aggerquellgebietes.

So gibt es größere Reliefenergien südlich des Nutscheids an der mittleren Sieg, ferner in der Aggermulde im Bereich der oberen Agger, wo die Härtlingszüge der Lei-, Unnen- und Heckberge einen stärkeren Wechsel bedingen. Diese Zertalungslandschaft, das Gummersbacher Bergland, schließt sich unmittelbar an das nord-südlich verlaufende Zertalungsgebiet am Rand des Biggeriegels an und umschließt mit dem Siegzertalungsgebiet die nur wenig reliefierte Waldbröler Flachmulde. Im Mittelbergischen ist eine größere Reliefenergie, abgesehen vom Wuppertaler Steilhang, nur in den Wupperengtallandschaften zu beobachten. Im Niederbergischen beschränkt sie sich auf das Hattinger Hügelland. Hingegen besitzen die Plattenlandschaften am Nordwestrand und Westrand des Bergischen Landes und ebenso die

Schwerter Talweitung eine Reliefenergie von 40—60 m und gleichen damit weitgehend den nördlich anschließenden Landschaften des oberen Hellweges.

So bestätigt die Betrachtung der Reliefenergie einerseits die bisher aus den morphologischen Tatsachen abgeleitete formenkundliche Gliederung des Südergebirges — was zu erwarten war —, und sie ermöglichte es nicht, neue Linien und Grenzen aufzuzeigen. Andererseits konnten damit aber einige Erscheinungen deutlicher zurechtgerückt werden und vor allem die Begriffe „Bergland“ und „Hügelland“ klarer beleuchtet und rechnerisch umschrieben werden. So ist die Reliefenergie ein wichtiges Hilfsmittel für die Namengebung.

V. Bodenplastik und Naturräume

Die eingehende Analyse der Oberflächengestalt und ihrer Einzelformen verfolgte drei Ziele: erstens sollte sie den Höhenaufbau der Großlandschaft Südergebirge nach Ausbildung, innerem Zusammenhang und Entstehung verdeutlichen, zweitens stellte sie die für eine großräumige, vertikale und horizontale Gliederung entscheidenden Erscheinungen heraus, und drittens vermittelte sie die für die Aufstellung der elementaren Formenlandschaften (Relieftypen) maßgebenden Gesichtspunkte. Letzteres Problem konnte aber bisher nur am Rande behandelt werden, weil der Blick stets auf das Ganze des Südergebirges ausgerichtet war. Jetzt, wo wir die Einzelformen überblicken, sollen, von den elementaren Formengemeinschaften ausgehend, ihre Typen beschrieben und mit ihrer Hilfe versucht werden, das bodenplastische Gefüge des Südergebirges insgesamt, seiner Höhenstufen und Gebiete im besonderen zu verdeutlichen.

a) Die bodenplastischen Raumtypen (Abb. 16)

Wiederholt wurde bei der Betrachtung der einzelnen Erscheinungen darauf hingewiesen, daß mit den für den Höhenaufbau des Südergebirges charakteristischen Großformen zugleich die kleinsten Formengemeinschaften, die elementaren Formenlandschaften, erfaßt wurden. Drei Gruppen lassen sich herausstellen: die Vollformen, die Hohlformen und die Ebenheiten.

Zu den Landschaften der Vollformen rechne ich die Höhenzüge, die Berg- und die Hügellandschaften. Der Höhenzug oder die Höhengschwelle ist charakterisiert durch walfischartige Rückenform, einen durchgehenden, in gleicher Höhe verlaufenden Kamm, der meistens die Wasserscheide trägt, und durch Armut an Pässen. Die größeren Bäche entspringen in Quellmulden, die kleineren in Quelltrichtern. Bei den einzelnen Bergen herrscht die Rückenform vor, auch fehlt es nicht an Plateaubergen, und ab und zu schalten sich schmale Ausräume ein. Durchweg bestehen die Höhenzüge aus härterem Gestein und tragen heute noch große Waldbestände. Genetisch handelt es sich um Schwellen, Härtlinge oder, wenn auch seltener, um erhaltene Reste einer einst weiter verbreiteten Verebnungsfläche.

Bei den Berg- und Hügellandschaften fehlt ein wasserscheidender Kamm und ein hervorragender, die ganze Landschaft bestimmender Längsrücken. Vielmehr herrscht ein Gewirr von ungleich hohen Bergen und Hügeln. Auch das Gewässernetz zeigt keinen bestimmenden Grundzug, oft queren große und kleine Bäche regellos die Berg- und Hügellandschaften. Ab und zu schalten sich Ausräume größeren Umfangs ein, ohne daß der Charakter der Landschaft verlorengeht. Bergrücken und Kuppen bestimmen die Oberflächengestalt, seltener sind Plateauberge. Häufig bedingt die stark wechselnde Gesteinsbeschaffenheit den Aufbau der Landschaft, und dem entspricht es auch, daß trotz der scheinbaren Unübersichtlichkeit doch eine bestimmte Richtung bei der Anordnung der einzelnen Rücken und Kuppen zu beobachten ist.

Berg- und Hügellandschaften unterscheiden sich besonders in dem Grad der Zertalung. Als bergige Landschaften bezeichne ich solche, die 180—300 m Höhenunterschied innerhalb eines Quadrates von 2 km Länge und Breite aufweisen, während der Ausdruck hügelig nur dort anzuwenden ist, wo 100—180 m gemessen werden. Von den 79 elementaren Formenlandschaften, die auf Abb. 16 ausgesondert wurden, entfallen auf diese Gruppe 33 = 41 %, und zwar stehen die Berglandschaften mit 15 an erster Stelle, gefolgt von 11 Höhenzügen und 7 Hügellandschaften.

Die Landschaften der Hohlformen sind sehr verschiedener Art und Entstehung. Nach der äußeren Umrahmung und dem Grundriß lassen sich vier Typen herausstellen: 1. die Gebirgskammer mit vierseitigem Abschluß durch Vollformen, 2. die Flach- oder Rumpfmulde mit drei- und zweiseitiger, wenig hervortretender Begrenzung, 3. die Senke mit durchweg großer Längserstreckung und zweiseitigem Abschluß und 4. die Talung, deren Gestalt durch die Arbeit des Flusses bestimmt wird. Zum letzten Typ rechne ich die größeren Terrassensohlentäler, die Engtäler und die mit ihnen engverbundenen Zertalungslandschaften sowie die Talweitungen, soweit sie eine angemessene Größe besitzen. Hierhin gehören auch die Talbecken — z. B. das Schwerter Becken — die ebenfalls an einen Fluß gebunden sind, als Ausräume angelegt wurden und breite Flußterrassen besitzen. Man könnte diese Sonderform sogar als 5. Relieftyp in der Gruppe der Hohlformen anführen.

Der innere, topographische Aufbau, die Kleinformenwelt der einzelnen Typen, ist sehr verschieden. Die einen sind flachwellig, die andern stärker zertalt und in zahlreiche Rücken und Kuppen aufgelöst; hier herrscht ein steter Wechsel von schmalen Senken und langgestreckten kammartigen Höhen, während dort regelrechte Platten vorkommen. Auch das Gewässernetz ordnet sich den einzelnen Hohlformen verschieden ein. Bei den Kammern und Talungen ist durchweg ein Flußsystem beherrschend; sie sind zugleich hydrographische Einheiten. Auch die Flachmulden sind häufig einem Flußsystem tributär; doch können sie ebensogut mehreren Flußbereichen angehören. Auch bei den Senken gibt es keine Regel: durch die eine zieht ein Fluß, während die andere von mehreren Flüssen und Bächen gequert wird.

Im Südergebirge zähle ich 27 Hohlformen-Kleinträume = 35 %; davon sind 4 Gebirgskammern, 5 Flachmulden, 8 Senken und Becken und 10 Talungen.

Die Kleinlandschaften der Ebenheiten, der Hochflächen und Platten, stehen mit 19 = 24 % aller Formenlandschaften des Südergebirges an letzter Stelle. Drei Typen sind zu unterscheiden. Am häufigsten findet man die schwach zertalte Berg ebene (Hochfläche) mit Zwischentalplatten, breiten Ursprungsmulden und Quelltrichtern im Innern, tief eingesenkten Kerb- und Sohlentälern am Rande. Meistens werden die Hochflächen von Engtälern oder stark reliefierten Zertalungslandschaften begrenzt. Eng verwandt mit den Bergebenen sind die Platten. Bei ihnen tritt der ebene Charakter noch deutlicher hervor, die Oberfläche ist nur linienhaft durch schmale Wasserrisse und Schluchttäler aufgelöst. Zudem sind die meisten Platten mit Löß bedeckt (Lößplatte). Der dritte Typ, die Terrassenplatte, leitet über zu den Talungen. Doch soll sie hier aufgeführt werden, weil sie an einigen Stellen aus dem Zusammenwirken mehrerer Flüsse entstanden ist und solch große Flächen einnimmt, daß sie landschaftlich nicht als Hohlform, sondern als Ebenheit zu werten ist. Von den 19 Kleinlandschaften der Ebenheiten entfallen 11 auf den Hochflächentyp, 5 auf den Plattentyp und nur 3 auf den Terrassenplattentyp.

Das bodenplastische Gefüge des Südergebirges wird also durch 11 Relieftypen bestimmt, die sich auf 79 Einzelräume verteilen, so daß eine Kleinlandschaft im Durchschnitt 120 qkm groß ist. Schon in dem zahlenmäßigen Verhältnis der drei Hauptgruppen, der Vollformen (41 %), der Hohlformen (35 %) und der Flächenformen (24 %) kommt der Charakter des Südergebirges als Berg- und Hoch-

flächenlandschaft klar zum Ausdruck. Wohl nehmen die Hohlformen zahlenmäßig den zweiten Platz ein; berechnet man jedoch den Flächeninhalt der Relieftypen, dann wird sich das Verhältnis wesentlich zugunsten der Vollformen und Ebenheiten verschieben. Es ergibt sich dann die Folge: Vollform-Ebenheit-Hohlform, womit stichwortartig das kleinlandschaftliche Gefüge des Südergebirges zu kennzeichnen ist.

b) Die Höhenstufen (Abb. 18, Tab. 3)

Mit Hilfe der großen Steilhänge bzw. Großstufen und unter Beachtung der Hochflächenreste lassen sich im Südergebirge mehrere Höhenstufen aussondern.

So trennen die Großstufen den Oberbau vom Sockel. Der Oberbau umfaßt als Rothaarblock¹⁶⁴⁾ durchweg die Landschaften über 550 m. Von seinen 13 orographischen Kleinlandschaften (= 18%) gehören 9 = 75% zur Gruppe der Vollformen (4 Höhengschwelen und 5 Berglandschaften) und nur 4 = 25% zu den Hohlformen-Typen. Bezeichnenderweise fehlen Ebenheiten und von den Vollformen die Hügellandschaften. So kann man mit Recht den Rothaarblock als Rothaar-Gebirge bezeichnen. Der Sockel umschließt mit 66 orographischen Formenlandschaften = 82% aller Kleinlandschaften den größten Teil des Südergebirges. Alle Relieftypen sind in ihm vertreten. Zwar stehen die Vollformen mit 24 = 35% noch an erster Stelle, doch ist der Anteil der Hohlformen (23) fast ebenso groß und der Anteil der Flächenlandschaften (19) nur um ein Weniges geringer.

Tabelle 3 Relieftypen und Höhenstufen des Südergebirges

Höhenstufe	m	Vollformen					Hohlformen					Plattformen					
		Höhen	Bergland	Hügelland	Zahl	%	Kammer	Mulde	Senke	Talung	Zahl	%	Hochfläche	Platte	Terrassenplatte	Zahl	%
Dachstufe	700 u. m.	1	2	—	3	60	—	1	1	—	2	40	—	—	—	—	—
untere Rumpfhöhen	550—700	3	3	—	6	75	1	—	—	1	2	25	—	—	—	—	—
obere Hochböden	400—550	6	7	3	16	45	3	2	4	3	12	35	7	—	—	7	20
untere Hochböden	150—400	1	3	4	8	25	—	2	3	6	11	35	4	5	3	12	40
					33	41					27	35				19	24

Eine weitere Untergliederung der beiden genannten Höhenstufen ergibt sich aus den Hochflächenresten. Vier Stufen können ausgedeutet werden: 1. das Dach über 700 m, 2. die unteren Rumpfhöhen von 550—700 m, 3. die oberen Hochböden von 400—550 m und 4. die unteren Hochböden von 150—400 m. Die Dachstufe wird von dem Astengebirge eingenommen. An seinem Aufbau sind nur 5 Kleinlandschaften beteiligt, eine Höhengschwelle, zwei Berglandschaften, eine Hochmulde und ein Ausräum. Es fehlen Ebenheiten und Talungen. — Die Stufe der unteren Rumpfhöhen umfaßt schon 8 Kleinlandschaften. Auch hier nehmen die Typen der Vollformen mit sechs Kleinlandschaften noch die erste Stelle ein, denen nur zwei Hohlformen (eine Gebirgskammer und eine Flußertalungslandschaft) gegenüberstehen. Erst in der Stufe der oberen Hochböden findet sich der Relieftyp der Ebenheiten. Insgesamt zähle ich in dieser Stufe 35 Kleinlandschaften. Mit sechzehn stehen die Vollformen zwar noch an erster Stelle, es folgen die Hohlformen mit zwölf und

¹⁶⁴⁾ Den Rothaarblock bezeichnet man heute vielfach als Hochsauerland, ohne daß aber über die Begrenzung nach Osten und Süden etwas ausgesagt wird. Ich ziehe den Namen Rothaarblock oder Rothaargebirge vor, da Sauerland zu sehr hydrographisch bestimmt ist.

die Ebenheiten mit sieben. Unter den Vollformen stehen die Berglandschaften und Höhengschwellen noch vorne an, doch finden sich in dieser Stufe schon drei Hügellandschaften. Bei den Hohlformen dominieren die Talungen, treten aber flächenmäßig hinter den Gebirgskammern und Senken erheblich zurück. Zur unteren Hochbodenstufe gehören 31 elementare Formenlandschaften. Hier haben die Ebenheiten, die Hochflächen und Platten den Vorrang (12), an zweiter Stelle stehen die Hohlformen (11). Doch ist dabei zu bedenken, daß auf die oft sehr schmalen Talungen allein fünf entfallen. Die restlichen acht Vollformen verteilen sich auf 4 Hügellandschaften, 3 Berglandschaften und 1 Höhengschwelle.

Tabelle 3 verdeutlicht in einer Übersicht das kleinlandschaftliche Gefüge der einzelnen Höhenstufen. Danach sind die Hohlformen in den Höhenstufen in einem verhältnismäßig gleichen Prozentsatz vertreten. Nur verschiebt sich mit abnehmender Höhe das Verhältnis der Typen zugunsten der Talungen entsprechend der peripheren Anordnung der großen Terrassenohlentäler und der Engtäler. Damit wird das landschaftliche Gefüge der einzelnen Höhenstufen vornehmlich durch das Verhältnis der Vollformen zu den Ebenheiten bestimmt. Der Anteil der Vollformen nimmt von oben nach unten ab, während der Anteil der Ebenheiten ansteigt. In dieser Regel kommt in erster Linie der Grad der Zertalung zum Ausdruck, und dahinter steckt wiederum als Ursache die durch die zentrale Aufwölbung bedingte stärkere Heraushebung des Rothaarblockes und die Schiefstellung nach Norden. Dem entspricht es auch, daß die Berglandschaften zugunsten der weniger zertalten Hügellandschaften von oben nach unten zahlenmäßig abnehmen und daß sich innerhalb der unteren Hochbodenstufe infolge der nachlassenden Erosion größere Terrassenplatten ausbilden konnten.

c) Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume

(Abb. 20, Profile 1—13; Abb. 10—15, 16b, Tab. 4)

Mit der Höhenstufung überschneidet sich zum Teil eine zweite großräumige Gliederung, die sich aus dem Flußnetz und dem Verlauf der Wasserscheiden ergibt. Insgesamt können 13 Gebiete bestimmt durch Hydrographie und Abdachungsrichtung ausgesondert werden. Sie setzen sich ebenfalls aus orographischen Naturlandschaften zusammen, deren Zahl, Art und Anordnung das landschaftliche Gefüge der einzelnen Gebiete ausmachen und so jedem Landschaftsgebiet ein ihm eigenes Gepräge verleihen (vgl. Tabelle 4).

Astengebirge (1). Dieses Gebiet liegt am höchsten und nimmt die Dachstufe des Berglandes (über 700 m) ein. Als hydrographischer Knotenpunkt mit sternförmig angeordnetem Gewässernetz hat es teil an mehreren Flußeinzugsbereichen. Fünf kleine Formenlandschaften lassen sich aussondern. Die Astenhöhen mit Plateaubergen über 800 m umrahmen von der Wallau im Südosten bis zur Hunau im Nordwesten halbkreisförmig die in 650 m Höhe gelegene Winterberger Hochmulde. Nach Norden schließt sich das Willinger Bergland an. Auch hier begegnen uns Plateauberge und sanft geneigte Bergplatten. Zwischen ihnen rauschen in tief eingesenkten Engtälern nach Norden gerichtete Bäche und verursachen eine starke Zertalung (Reliefenergie über 300 m pro 4 qkm). Im Nordwesten zieht hingegen ein 550 m tiefergelegener, meist 3—4 km breiter Ausräum von Südwesten (Westernbödefeld) nach Nordosten (Elleringhausen), der nach seinem wichtigsten Ort, der Freiheit Bödefeld, als Bödefelder Ausräum bezeichnet werden kann. Erst nordwestlich dieser Einmuldung heben sich die Ramsbecker Höhen wieder auf 700 m empor. Als ein stark bewegtes, kuppenreiches Bergland, durchbrochen von den steilwandigen Engtälern der nordwärts fließenden Ruhr-Nebenbäche, ist diese Höhengschwelle eine auffallende Grenzlandschaft gegen das nordwestliche und westliche Vorland, gegen das Kernsauerland. Zugleich schließen die Ramsbecker Höhen den Bödefelder Ausräum nach

Tabelle 4 Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen

	Landschaftsgebiet	Bodenplastische Landschaft	Vollformen			Hohlformen					Plattformen					
			Höhen- schwelle	Bergland	Hügelland	gesamt	Kammer	Flachmulde	Senke und Ausraum	Becken	Talung	gesamt	Hochfläche (Bergebene)	Platte	Terrassen- platte	gesamt
1.	Astengebirge	5	1	2	—	3	—	1	1	—	—	2	—	—	—	—
2.	Wittgensteiner Land	6	3	1	—	4	1	—	—	—	—	2	—	—	—	—
3.	Ostsauerland	7	—	1	3	4	—	—	1	—	—	1	2	—	—	2
4.	Siegerland	3	2	—	—	2	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—
5.	Nordsauerland	5	1	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
6.	Kernsauerland	8	1	3	—	4	1	—	2	—	1	4	—	—	—	—
7.	Westsauerland	9	2	—	—	2	1	2	—	—	2	5	2	—	—	2
8.	Südsauerland	5	—	3	—	3	—	—	1	—	—	1	1	—	—	1
9.	Niedersauerland	8	—	—	3	3	—	—	1	1	1	3	—	1	1	2
10.	Niederbergisches Land	6	—	—	1	1	—	—	1	—	2	3	—	1	1	2
11.	Mittelbergisches Land	9	—	—	—	—	—	1	—	—	2	3	3	3	—	6
12.	Oberbergisches Land	6	1	2	—	3	—	1	—	—	—	1	1	—	1	2
13.	Bergisches Sieg-Gebiet	2	—	1	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—
	Südergebirge	79	11	15	7	33	4	5	7	1	10	27	11	5	3	9

Norden, Nordwesten und auch nach Südwesten ab und verleihen ihm dadurch den Charakter einer Gebirgskammer.

Die Niederschläge des Gebietes sind bedeutend, sie liegen im Durchschnitt über 1000 mm¹⁶⁵). Der Bödefelder Ausraum erhält wegen seiner Abgeschlossenheit den geringsten Niederschlag (1050 mm), und hier fällt der meiste Regen im Sommer, im Juli, während der Monat April den geringsten Niederschlag aufweist¹⁶⁶). Die Winterberger Hochmulde hat mit 1200 mm genau soviel wie das Willinger Bergland, dessen Mengen nach Osten hin sogar noch absinken (Willingen selbst 1050 mm). In beiden Landschaften liegt das Regenmaximum im Dezember, im Winter, während das Minimum in den Mai fällt. Die gleiche Regenverteilung zeigen auch die Astenhöhen und die Ramsbecker Höhen, nur steigt die jährliche Menge hier auf 1400 mm und mehr. Eine ähnlich feine landschaftliche Untergliederung würde sich auch in den Wärme-, den Frost- und den Schneefallverhältnissen zeigen, wenn genauere Messungen von genügend Stationen vorlägen. Im allgemeinen ist die Temperatur sehr gemäßigt. Auf dem Kahlen Asten beträgt die Jahresdurchschnittstemperatur 5 °, der Januar liegt mit —2,5 ° unter der 0 °-Isotherme, die am West- und Nordrand des

¹⁶⁵) Die Angaben der Niederschlagsmengen sowie der andern klimatischen Daten beziehen sich auf die Durchschnittswerte der Periode 1891—1930. Sie sind entnommen der Klimakunde des Deutschen Reiches, bearb. v. Reichsamt f. Wetterdienst, Bd. II, Tabellen, 1939.

¹⁶⁶) Der Jahresgang des Niederschlags wurde monatsweise berechnet mit Hilfe des pluviometrischen Quotienten von Angot. Man dividiert dabei die Tausendteile des Regenfalls pro Monat bei der tatsächlichen Regenverteilung durch jene bei einer gleichförmigen Verteilung. Bei der letzteren entfallen auf die Monate mit 31 Tagen 85 pro Mille (= 8,5 ‰), auf jene mit 30 Tagen 82 pro Mille (= 8,2 ‰) und auf den Februar 77 pro Mille (= 7,7 ‰). Dividiert man den tatsächlichen prozentualen Anteil eines jeden Monats durch diese Zahlen, dann wird die ungleiche Länge der Monate eliminiert.

Südergebirges entlangzieht; der Juli mißt 13,0°, so daß die jährliche Schwankung 15,5° beträgt. Damit besitzen die Astenhöhen das ozeanischste Höhenklima der deutschen Mittelgebirge. Die Vegetationsperiode ist sehr kurz, 104 Tage im Jahr haben eine Durchschnittstemperatur von 10°, dafür zählt man aber 140 Frosttage und sogar 53 Eistage.

Diesen klimatischen Gegebenheiten entspricht auch die Vegetation. Die über 700 m hohen Astenhöhen, die Ramsbecker Höhen und das Willinger Bergland sind reich an nordischen Florenelementen. Auf ihren kargen, nassen und skelettreichen Böden stockt im natürlichen Zustand ein bärlappreicher Buchenwald, dessen Unterwuchs eigentlich schon einem Fichtenbestand zugehört. Die Fichte, die heute die meisten Flächen besetzt, hat zwar bei natürlichen Verhältnissen das Sauerland nicht erreicht, wohl aber eine große Zahl ihrer Begleiter. So blieb der Buchenwald bestehen, aber er ist nur in kümmerlichen, oft krummschäftigen Exemplaren vertreten (Knickbuche). Ab und zu wird der Wald von offenen Flächen unterbrochen, den sog. Hochheiden, die, zum Teil natürlich, mit ihrem isländischen Moos, der Preißelbeere, dem Alpen-Bärlapp und der Krähenbeere stark an die natürlichen, windharten Heiden oberhalb der Baumgrenze erinnern. Auch an kleineren Mooren fehlt es nicht, die meistens mit Birkengebüsch besetzt sind. Und zum letzten findet man an den steilwandigen Talhängen kühlfeuchter Täler den bekannten Schluchtwald mit Bergahorn und Esche. In den Lagen unter 700 m, auf der Winterberger Hochmulde zum Teil und vor allem im Bödefelder Ausräum, herrscht der blaubeerenreiche Buchenwald, der typische artenarme Buchenwald des Südergebirges. Hier trifft man auch die ginsterreichen Bergheiden, die aber durchweg erst dem Menschen ihr Dasein verdanken. Dieser Vegetationsgliederung entspricht auch die Verteilung der Getreide-Gesellschaften. In der Winterberger Hochmulde, also nahe der 700-m-Linie, dominiert das Sommergetreide mit Hafer (über 60% der Getreidefläche) und Sommergerste. Roggen tritt erheblich zurück. Im Bödefelder Ausräum verschwindet schon die Sommergerste als Begleitkultur, dafür gewinnt der Winterroggen an Bedeutung, doch behält der Hafer mit über 60% noch den Vorrang.

Wittgensteiner Land (2). Dieses Gebiet umfaßt die Landschaften der Ostabdachung innerhalb der unteren Rumpfhöhenstufe (550—700 m). Damit sind seine Grenzen nach Süden, Westen und Osten eindeutig festgelegt. Im Norden, gegen das Astengebirge, ziehe ich sie etwa von Oberkirchen an der oberen Lenne über Wunderhausen nach Bromskirchen in der Hallenberger Bucht. Das Gefüge des Wittgensteiner Landes wird durch sechs elementare Formenlandschaften bestimmt, durch drei Höhenzüge, eine Berglandschaft, eine Gebirgskammer und eine Flußzertalungslandschaft. Die Rothaar bildet mit der Rüspe im Südwesten einen fast paßlosen Höhenzug, der steil nach Nordwesten, sanft nach Südosten abfällt. In flachen Quellmulden und Quelltrichtern entspringen zahlreiche Bäche, die bald ihre Täler zu engwandigen Schluchten vertiefen. Der Name Rothaar oder Rothargebirge ist im Volke nicht gebräuchlich. Rothaar bezieht sich nur auf die Höhengschwelle und die Wasserscheide. Haar findet sich im Südergebirge häufiger. Nach Lohmeyer¹⁶⁷⁾ soll Haar = Höhenzug sein. Vielleicht steckt darin ab und zu auch das einfache Hard = Wald. Rot erklärt der gleiche Verfasser als rauh, während Rohleder¹⁶⁸⁾ die Bezeichnung mit der durch eisenschüssige Tonschiefer bedingten roten Farbe in Zusammenhang bringt.

Die gleiche Formenwelt wie in der Rothaar findet sich auch auf den Ederkopfhöhen; nur sind Plateauberge, unterbrochen von breiten Quellmulden, häufiger. Auch der Ebschloh, der die Wasserscheide zwischen Lahn und Eder trägt, zeigt ähnliche For-

¹⁶⁷⁾ Lohmeyer, Namenkunde des Süderlandes, 1894.

¹⁶⁸⁾ Rohleder, Orometrie des Rothargebirges, 1913.

men, obwohl er genetisch keine Schwelle darstellt. Wenn man von der Eder kommt, dann steigt das Gelände, durchfurcht von Sohlentälern, allmählich zu einer sanft gewellten, von breiten Quellmulden belebten Scheitelfläche an. Erst der Abfall zur Lahn ist durch enge Schluchttäler in zahlreiche Riedelberge aufgelöst. Der Typ der Schwellenlandschaft ist deshalb auch nur auf den höheren Partien gut ausgebildet. Als untere Grenze kann die 600-m-Linie dienen. Von den Hohlformen ist die Berleburger Kammer auch genetisch als eine solche anzusprechen, wenn wir der Deutung von Neumann¹⁶⁹⁾ folgen. An drei Seiten von Schwellen umrahmt, an der vierten durch das etwas höher gelegene Elsoffer Bergland abgeriegelt, gleicht die Berleburger Kammer einer flachen Mulde mit sanften Hängen und gut entwickelten Sohlentälern, die stellenweise von Terrassen begleitet werden. Die Landschaft an der oberen Lahn, die Laaspher Talung, besitzt hingegen eine weit größere Reliefenergie und zeigt damit schon an, daß sie genetisch keine Gebirgskammer, sondern eine Flußertalungslandschaft ist. Die letzte Kleinlandschaft, das Elsoffer Bergland, ist durchweg von Bergkuppen und Bergrücken aufgebaut.

Klimatisch liegt das Wittgensteiner Land zwar schon im Lee der Rothaarschwelle und der Ederkopfhöhen, doch wirkt sich diese Lage noch nicht in so großem Umfange aus, als man gemeinhin erwartet. Immerhin sind die Niederschläge auf den Höhen 1200—1300 mm, in der Berleburger Kammer sinken sie auf 1000—1100 mm und liegen im Elsoffer Bergland und in der Laaspher Talung schon zwischen 900 und 1000 mm. Das Maximum liegt allgemein im Dezember, das Minimum im Mai, und das entspricht ganz dem herrschenden Höhenklima. Über die Wärmeverhältnisse fehlen Angaben, doch deutet manches darauf hin, daß — wenn auch im allgemeinen die Verhältnisse des Astengebirges zu gelten haben — doch die Talungen und die wenig beregneten Landschaften mit einer längeren Vegetationsperiode rechnen können.

In den Bodenverhältnissen gleicht das Wittgensteiner Bergland den anderen süderbergischen Landschaften. Nur in den Tälern finden sich einige lehmigsandige, mineralreichere Böden auf den wenigen Terrassenflächen. Gerade diese scheinbar geringfügigen Abweichungen spiegeln sich wider in der Vegetation und im Getreidebau. Auf den Höhenschwellen findet sich der bärlappreiche Buchenwald, der hier von zahlreichen kleinen Gehängemooren mit reichem Birkenbestand durchsetzt ist. Heute haben gerade hier, in den Besitzungen der Wittgensteiner Grafen, die Fichtenaufforstungen die Buche fast vollständig verdrängt. In den tieferen Lagen stockt der typische artenarme Buchenwald mit seinen, je nach der Exposition verschiedenen Variationen. Dagegen schiebt sich in den Talungen, besonders an den nach Süden gerichteten Hängen, der Eichenwald schon weiter bergeinwärts vor, was besonders gut im Lahntal zu beobachten ist. Dieser stockwerkartige Aufbau spiegelt sich auch in der Verteilung der Getreidearten wider. In der Berleburger Kammer beherrschen der Hafer mit über 60 % und der Roggen als Begleitkultur den Anbau, im Elsoffer Bergland sinkt der Hafer, obgleich er noch immer an erster Stelle steht, schon auf 45—60 % zurück, der Roggen gewinnt. Doch erst im Edertal und vor allem in der Laaspher Talung nimmt der Roggen mit 45—60 % die erste Stelle ein, während der Hafer nur als Begleitkultur anzusprechen ist. Zum Teil mag das auf betriebliche Faktoren (Kleinbetriebe) zurückzuführen sein, doch spielen dabei auch klimatische Verhältnisse eine Rolle.

Ostsauerland (3). Dieses Gebiet schließt sich östlich an das Astengebirge an, liegt also auch auf der Ostabdachung, umfaßt aber schon Landschaften der oberen Hochbodenstufe (400—550 m). Für diesen Landstrich, der sich zwischen der Frankenberg Bucht im Süden und dem Steilabfall des Almeberglandes im Norden erstreckt, fehlt bislang ein einheitlicher Name.

¹⁶⁹⁾ Neumann, Großfaltung, 1935.

Schrepfer¹⁷⁰⁾ rechnet die Randlandschaften noch zum sog. Hinterland, indem er einen von den hessischen Geographen eingeführten Begriff, mit dem ursprünglich nur der außerhalb des Südergebirges gelegene Kreis Biedenkopf gemeint war, erweitert und darunter alle Landschaften zusammenfaßt, die zwischen Dill und Diemel im Rücken von Westerwald und Rothaargebirge gelegen sind und die nach Osten zu den Hessischen Senken abdachen und entwässern. Aber schon die allgemeinen orographischen Verhältnisse widersprechen einer solchen Ausweitung des Begriffes. Man sollte ihn deshalb, wenn er beibehalten wird, nur in dem ursprünglichen Sinne anwenden. Zudem sind die östlichen Randlandschaften, soweit sie im Bereich des Südergebirges liegen, kulturgeographisch nicht als Hinterland, sondern als Vorland für das Hochsauerland zu werten. Das ergibt sich vor allem aus den klimatischen und pflanzengeographischen Gegebenheiten. Das Ostsauerland liegt nämlich im Lee des Astengebirges und bildet den Übergang zum niederhessischen Trockengebiet. Die jährlichen Niederschlagsmengen liegen durchweg unter 900 mm (Hallenberg 878 mm, Medebach 786 mm), d. h. die um 450 m gelegenen Ortschaften erhalten weniger, als ihnen nach ihrer Höhenlage zukommt (Hallenberg z. B. 110 mm zu wenig¹⁷¹⁾). Das Maximum liegt zwar noch im Dezember, jedoch hat sich das Minimum schon in den April verschoben. Auch die Wärmeverhältnisse zeigen infolge der abgewandten Lage des Gebietes kontinentalere Züge. Die Wintertemperaturen sind zwar kalt, dagegen die Sommertemperaturen verhältnismäßig hoch. Die Jahresschwankung ist somit größer als im benachbarten Astengebirge. Mit diesen klimatischen Gegebenheiten hängt es auch wohl zusammen, daß die Buche, dieser atlantische Baum, etwas zurücktritt. Eichenwäldungen dringen dafür vor, und sie finden sich an warmtrockenen Hängen sogar bis zur 550-m-Höhenlinie. So ist es auch nicht verwunderlich, wenn beim Getreidebau der Roggen an erster Stelle steht (wenn auch dicht gefolgt vom Hafer), auch findet sich schon der Weizen als Begleitkultur. Nur im Diemel-Bergland herrscht die Hafer-Roggen-Weizen-Gesellschaft, aber der Hafer besetzt nur 30—45 % der Fläche, dann folgt Roggen mit einem ähnlichen Anteil, und an letzter Stelle steht Weizen. Diese klimatischen und pflanzenökologischen Verhältnisse haben auch eine frühe Besiedlung des Ostsauerlandes ermöglicht, von dem man dann ins Astengebirge vorstieß. Aus diesem Grunde ist sogar die Bezeichnung „Vorland“ zu rechtfertigen.

Sieben Kleinlandschaften, die im Streichen der Schichten angeordnet sind, bestimmen das Landschaftsgefüge. An den schmalen Bredelarer Ausräum schließt sich südlich das kuppenreiche Padberger Bergland, das von den letzten Ausläufern der Diabas- und Quarzitzüge hart am Nordrande des Astengebirges aufgebaut wird. Weit niedriger ist das von der Diemel und der Itter durchflossene Diemel-Hügelland mit seinen schmalen, kammartigen Härtlingen. Es wird im Süden vom Düdinghauser Hügelland abgelöst, das von den 600 m aufragenden Höhenzügen der Hain- und Buhberge umrahmt wird. Mehr oder minder breit entwickelte Ausräume wechseln hier mit langhinziehenden Bergrücken. Sein Talnetz gehört durchweg schon zum Einzugsbereich der Eder. Eine besondere Stellung nehmen die beiden Flachlandschaften um Medebach und Hallenberg ein. Durch einen schmalen Höhenzug getrennt, an drei Seiten von höherem Gelände umrahmt, gleichen sie kleinen, ins Gebirge vorgeschobenen Buchten. Nach Süden bildet der Frankenberger Wald den Abschluß, eine kleine Hügellandschaft, die nach Norden steil abfällt, nach Süden allmählich abdacht.

¹⁷⁰⁾ Schrepfer, Der Nordwesten, 1935.

¹⁷¹⁾ Um den Überschuß bzw. das Defizit an Niederschlag für jede Station zu berechnen, habe ich auf Grund sämtlicher Stationswerte in Westfalen durch eine langwierige Rechnung, bei der mir Herr Dozent Dr. Ulm vom Mathematischen Institut der Universität Münster große Hilfe angedeihen ließ, eine Formel entwickelt, nach der die Niederschlagsmenge, die eine Station nur auf Grund ihrer Höhenlage ohne Luv- oder Leewirkung erhält, berechnet werden kann (= theoretische Niederschlagsmenge). Die Formel lautet: $N^t = 701,3 + 0,827 h - 0,0003 h^2 + 0,0000008 h^3$. N^t = theoretischer Niederschlag, h = absolute Höhe über NN.

Siegerland (4). Dieses Gebiet, an der Südwestabdachung des Rothaarblockes¹⁷²⁾ gelegen, umfaßt nur drei Kleinlandschaften. Die Siegener Kammer ist unter den ähnlichen Formengemeinschaften des Südergebirges die größte. Allseitig umrahmt von Höhengswellen, beherrscht von einem einheitlichen Flußnetz, aufgelöst in zahlreiche Bergrücken und Kuppen, durchzogen von mehr oder minder breiten Sohlentälern, die sich mehrfach zu kleinen Talwannen erweitern, bildet sie eine solch einprägsame Formenlandschaft, daß ihre besondere Stellung von jeher erkannt und gewürdigt wurde. Von ebensolcher Klarheit ist auch der Höhenzug der Kalteiche (wahrscheinlich Kalte Egge), die die Kammer nach Süden abschließt. Im Westen ist hingegen die Querschwelle der Giebelwald-Höhen durch die Sieg und Heller in mehrere Bergkuppen aufgelöst. Nördlich der Sieg erhebt sich der Giebelwald auf 527 m, zwischen Sieg und Heller liegt der Windhahn (517 m), und südlich des Hellerbaches erreichen der Hohenseelbachskopf 530 m und der Atzelhardt sogar 617 m.

Man könnte annehmen, daß das Siegerland infolge seiner abgeschlossenen Lage verhältnismäßig wenig Niederschläge erhält. Das trifft aber nicht zu. Wohl belaufen sich die durchschnittlichen Jahresmengen auf 900—1000 mm, und nur in seltenen Fällen liegen einige Stationen unter 800 mm. Dennoch erhalten alle Stationen mehr, als ihnen auf Grund ihrer Höhenlage zukommen müßte (z. B. Siegen 48, Burbach 68, Obernetphen 84, Hilchenbach 179, Eichen 182 mm). Diesem regenreichen Höhenklima entspricht auch der Jahresgang des Niederschlags mit dem Maximum im Dezember und dem Minimum im März. Auch die Wärmeverhältnisse deuten auf das gleiche hin. Für die Station Siegen gelten folgende Durchschnittswerte: Jahr 7,5 °; Januar -0,1 °; Juli 15,4 °; Jahresschwankung 15,5 °; 10 °-Tage = 142. Unter diesen Umständen ist es verwunderlich, daß der Eichenbirkenwald so gut wie ganz das Siegerland, zumindestens die Siegener Kammer, beherrscht und dementsprechend die Getreidegesellschaft Roggen-Hafer den Anbau bestimmt. Dabei wird sogar dem Roggen in manchen Distrikten über 60 % der Getreidefläche eingeräumt, so daß das Siegerland in seinem Getreideanbau ganz dem Westfälischen Tiefland gleicht. Beide Tatsachen stehen aber im Widerspruch zu den klimatischen und edaphischen Gegebenheiten. Sie verdanken lediglich menschlichen Einflüssen und wirtschaftlichen Maßnahmen ihr Dasein. Die natürliche Waldgesellschaft würde auch im Siegerland der Buchenwald sein, der noch heute in den Staatsforsten, die nicht dem Niederwaldbetrieb unterworfen waren und sind, anzutreffen ist. Erst in den tieferen Lagen, etwa von 300 m an, wurde er vom Eichenwald abgelöst, der dann über eine feuchte Abart allmählich in den Erlenuenwald der Bachtäler überging. Die Niederwaldwirtschaft mit ihren zahlreichen Nutzungen, vor allem der Köhlerei und dem Eichenschälbetrieb, hat dann den Buchenbestand vernichtet und an seiner Stelle den Eichenbirkenwald hervorgerufen. Ferner führte die mit dem ganzen Wirtschaftssystem des Siegerlandes zusammenhängende Verkleinerung der Betriebe zu der heute vorhandenen Überzahl der Zwerg- und Kleinstbetriebe. Diese arbeiten in erster Linie für ihren Eigenbedarf, sie bauen deshalb zunächst Brotgetreide, d. h. Roggen an. Sein Anbau ist heute auch weit eher möglich, weil widerstandsfähige Sorten vorhanden sind, die früher fehlten. So überwog im 18. Jahrhundert auch im Siegerland der Anbau von Hafer und mit ihm das bekannte Feldgrassystem. Das Siegerland ist somit eines der besten Beispiele dafür, wie und in welchem Umfange der Mensch die natürlichen Vegetationsverhältnisse verändern kann. Hier hat der Mensch wirklich seinen Lebensraum geschaffen und gestaltet, und das ist es, was die Blicke gerade der Kulturgeographen immer wieder auf dieses Land lenkt.

¹⁷²⁾ Zum Rothaarblock ist morphologisch zu rechnen das Astengebirge, das Wittgensteiner Land und das Bilsteiner Bergland (Veischeder Bergland und Saalhauser Höhen) des Südsauerlandes.

Nordsauerland (5). Dieses Gebiet, das auch östliches Nordsauerland heißen könnte (etwa im Anklang an die alte Bezeichnung Esterwald), deckt sich zumeist mit dem Einzugsbereich der Möhne und ist von außergewöhnlicher Einförmigkeit auf Grund der Gesteinsverhältnisse und der allgemeinen Abdachung. Asymmetrisch gebaut, mit steiler Südflanke und flach abdachender Nordseite, bildet es ein allmählich nach Osten ansteigendes durch Sohlentäler zerschnittenes Bergrückenland. Fünf elementare Formenlandschaften lassen sich aussondern. Besonders auffällig ist im Osten die Briloner Hochfläche. Zwar erscheint sie gegenüber der Umgebung als Mulde, die aber nur mäßig eingesenkt ist, so daß ihr Hochflächencharakter bewahrt bleibt. Auch die durch das Gestein bedingten Kleinformen können das Bild einer Ebenheit nicht verwischen. Mit einer Größe von rd. 80 qkm¹⁷³⁾ überragt sie alle Kalkplatten des Süderberglandes bei weitem. Von den Eifelkalkmulden gleicht ihr am meisten die Prümer Mulde mit rd. 90 qkm, der sie auch in Lage, Klima und Vegetation entspricht. Um die Stadt Warstein tritt ebenfalls Massenkalk oberflächlich hervor, aber er nimmt hier eine so geringe Fläche ein, daß es sich nicht lohnt, nach ihm eine Landschaft abzugrenzen. Für eine weitere Gliederung des Nordostsauerlandes sind nur das Gewässernetz und der Zertalungsgrad maßgebend. So läßt sich im Osten noch das Alme-Bergland aussondern. Nach Westen schließt sich eine wenig zertalte Bergplattenlandschaft an, die Baum¹⁷⁴⁾ als Warsteiner Hochfläche ausgeschieden hat. Ihre Abgrenzung richtet sich am besten nach der Hydrographie. Fächerförmig durchsetzen hier die Nebenbäche von Glenne und Westerbach die Hochfläche und münden auf dem nur 3 km langen Abschnitt der Möhne bei Belecke. Hier sind auch die wichtigsten Zugänge von Norden her, über die Glenne nach Kallenhardt und den Westerbach nach Warstein. Die vierte Landschaft bildet der Arnberger Wald. Bergplatten verschwinden, dafür herrschen Rücken und Kuppen vor. Sie werden durch mehr oder minder bedeutende Nebenbäche getrennt, die in Sohlentälern auf einer längeren Strecke der Möhne parallel fließen, ehe sie in der Nähe des Möhnestausees in das Haupttal münden. Der Kamm des Nordsauerlandes, der durchweg 550 m hoch liegt und nach dem alten Weg, der ihn benutzt, am besten als Plackweg-Höhe bezeichnet wird, erinnert mit seiner Paßlosigkeit, seiner Flachwelligkeit und seinen breiten Quellmulden an die Schwellen des Ederkopfes und der Rothaar.

Über die klimatischen Verhältnisse geben nur wenige Stationen Auskunft. Die Niederschlagsmengen liegen durchweg um 900—1000 mm. Die Luvwirkungen sind sehr gering. Sie lassen sich eigentlich nur im Westen, im Arnberger Wald, nachweisen (hier erhält die Station Neuenhaus 37 mm zuviel Niederschlag), doch schon in der benachbarten Station Lattenberg beträgt der Überschuß ± 0 . Das gleiche gilt auch für die Briloner Hochfläche im Osten, die von dem Astengebirge gegen die Südwestwinde etwas abgeschirmt wird. Dagegen unterliegt die Warsteiner Hochfläche schon ganz der Leewirkung der Plackweghöhe. Suttrop erhält bei 874 mm Niederschlag 89 mm zu wenig und Hirschberg bei 968 mm noch 37 mm. Für die Plackweghöhe fehlen Messungen; doch ist anzunehmen, daß hier der Niederschlag bei 1000 mm und mehr liegt. Den geringen Niederschlägen entsprechend findet sich das Maximum im Nordsauerland durchweg im Sommer, im Juli, dagegen liegt das Minimum auf der Briloner Hochfläche im Mai, im Arnberger Wald im April und auf der Warsteiner Hochfläche im März.

Die natürliche Vegetation ist allenthalben der Buchenwald, eine sehr artenarme Abart findet sich auf den Sandböden des Arnberger Waldes, des Alme-Berglandes und auf dem größeren Teil der Warsteiner Hochfläche, während eine artenreichere Gesellschaft auf den lehmigen Böden der Massenkalkflächen von Warstein und Brilon anzutreffen ist. Hier sind auch Halbtrockenrasengesellschaften mit dem bekannten

¹⁷³⁾ Stute, Nordostrand des Sauerlandes, 1935, Schüttler, Eifelkalkgebiete, 1939.

¹⁷⁴⁾ Baum, Obere Mittelruhr, 1926.

Blaugras (*Sesleria coerulea*) häufiger an sonnigen Steilhängen der Kalkfelsen. Moore sind hingegen seltener, die bisher entdeckten liegen in Quellmulden der Plackweghöhe. Der Eichenwald besetzt von Norden her die Höhen bis 250 m, auch am Südhang zur Ruhr hin findet er sich häufiger und scheint hier sogar bei Meschede die 400-m-Linie zu erreichen — doch stehen genaue Untersuchungen noch aus. Den Vegetationsverhältnissen entsprechen auch die Getreidegesellschaften, die aber nur auf den Massenkalkflächen, wo sich heute das Ackerland ausdehnt, anzutreffen sind. Hafer steht allenthalben an erster Stelle (30—45 %), ihm sind beigegeben Roggen in etwas geringerem Umfange und Menggetreide (Gemenge Roggen-Weizen). Das spricht einmal für ein Höhenklima mit Frostgefahren, zum andern für anbaugünstige Bodenbedingungen.

Kernsauerland (6). Dieses Gebiet, das man nach dem früheren Kreisort Eslohe auch als Esloher Sauerland bezeichnen könnte, besitzt eine Fülle von markanten Kleinlandschaften.

Seine Grenzen liegen im Norden am Steilhang des rechten Ruhrufers und im Südosten an dem Steilabfall des Rothaarblockes, des Astengebirges und der Rothaar. Die Südwestgrenze folgt zunächst dem Cobbenroder Riegel, einem Höhenzug, der die Rothaar mit dem Homert verbindet, umschließt dann den Homert bis zur Lenne, verläuft am rechten Steilhang dieses Flußtales, um ihn bald wieder zu verlassen und zur Nordostecke des Balver Waldes zu ziehen. Die Gründe für das Abweichen von der Ruhr-Lenne-Wasserscheide sind einmal morphologischer Art: der Balver Wald als letzter bemerkenswerter Ausläufer der Remscheid-Altenaer Schwelle sollte nicht vom Westsauerland getrennt werden, und ebenso ist die Neuenrader Flachmulde eine Fortsetzung der Lüdenscheider Flachmulde westlich der Lenne. Zum andern sind klimatische Tatsachen anzuführen, auf die weiter unter eingegangen wird. Im Norden wurde das 400 m aufragende Hachener Bergland noch ins Kernsauerland einbezogen. So ergibt sich ein Gebiet mit einem sehr merkwürdigen Grundriß. Nach Nordosten stößt es mit einer kuppenreichen Berglandschaft bis zur Briloner Hochfläche vor, und nach Süden schiebt es sich mit der Fredeburger Kammer buchtartig in den Rothaarblock hinein.

Auf der Verzahnungsgrenze des west- und ostsüderbergischen Faltensystems (Synklinorium) gelegen, wechseln im Kernsauerland die geologischen Strukturelemente und Gesteinsarten in rascher Folge von Nordwesten nach Südosten und bedingen orographisch einen ebenso schnellen Wechsel von Hoch und Tief, von Schwellen und Senken, von Berglandschaften und kuppen- und kammerbergreichen Ausräumen. In keinem anderen Gebiet des Südergebirges tritt deshalb so klar die durch den variskischen Bau verursachte streifenförmige Anordnung der kleinen Formenlandschaften hervor wie im Kernsauerland. Was sie zusammenfaßt, sind erstens die Hydrographie, bestimmt durch die jungen, durchweg nach Norden gerichteten Abdachungsflüsse, die der mittleren Ruhr zufließen, und zweitens, die klimatischen Verhältnisse. Die Aufeinanderfolge der Landschaften erhellt am besten aus einem Profil von Nordwesten nach Südosten (Abb. 8). Mit dem Hachener Bergland setzt das Kernsauerland scharf gegen das tiefergelegene Niedersauerland ab. Diese Kleinlandschaft wirkt mit ihren höchsten Erhebungen im Süden wie ein massiges Bergland. Im Kern des hier absinkenden Arnsberger Sattels liegend, sind ihre harten oberdevonischen Kalk- und Kulmgesteine von Verwerfungen durchsetzt und in Schollen bunt durcheinander gerückt. Dieser Aufbau macht sich auch in dem unübersichtlichen Gewirr von Kuppen und Rücken, Platten und schmalen Ausräumen bemerkbar. Eine schmale Senke trennt das Hachener Bergland von dem Sorpe-Bergland, das, von Norden allmählich ansteigend, Höhen von 500 m erreicht, um dann steil nach Süden abzufallen. Daran schließt sich der Hellefelder Ausräum,

durchzogen von schmalen Rücken, die sich von Affeln über Stockum bis Meschede verfolgen lassen. Quartäler durchziehen die Senken. Den Abschluß nach Süden übernimmt der Homert. Er beginnt im Westen als massiger Höhenzug, löst sich nach Osten allmählich in schmale Ausräume und Höhenrücken auf und bildet hier den Übergang zu den Reister Senken. Diese 500 m hohe Landschaft bildet keine einheitliche Einmuldung, sondern sie ist entsprechend den im Streichen der Schichten angelegten Nebenbäche in mehrere schmale Ausräume gegliedert, die durch langhinziehende Rückenberge getrennt werden. Nach Osten nehmen die Berge und Kuppen immer mehr zu, bis man in das Mescheder Bergland kommt, dessen Achse das tiefgelegene Ruhrtal bildet. Die einzige flachwellige Landschaft ist die Fredeburger Kammer. Sie hat an zwei Flußsystemen teil, an Ruhr und Lenne. Die letzte Landschaft bildet das Engtal der Ruhr von Wennemen bis Arnsberg, das Arnsberger Ruhrtal. Somit wird das Gefüge des Kernsauerlandes durch acht Kleinlandschaften bestimmt: vier Hohlformen und vier Vollformen. Es fehlen also die sonst für die obere Hochbodenstufe charakteristischen Flächen- und Plattenlandschaften, und darin unterscheidet sich das Kernsauerland schon formenkundlich grundsätzlich von den anderen süderbergischen Gebieten.

Zum zweiten beruht seine Sonderstellung auf klimatischen Verhältnissen. Man hat einmal behauptet, das Kernsauerland läge im Lee des Bergischen Landes und erhalte demzufolge zu wenig Niederschläge. Im Durchschnitt liegen die Niederschlagsmengen des Kernsauerlandes zwischen 900—1000 mm. Das ist, verglichen mit dem Westsauerland und dem Bergischen Land, verhältnismäßig wenig; dennoch ergab eine Berechnung, daß alle Stationen des Kernsauerlandes, verglichen mit den ihnen zukommenden, nur auf die Höhenlage eingestuften Niederschlagsmengen, ein geringes Plus, einen Überschuß, besitzen. Die Leewirkung des Westsauerlandes ist also nicht so, daß der normale Niederschlag vermindert wird, sondern sie äußert sich nur darin, daß die an und für sich zu erwartende Luvwirkung abgeschwächt wird, so daß das Kernsauerland nur etwas mehr Niederschlag erhält, als ihm theoretisch nach seiner Höhenlage gebührt. Die höchsten Niederschläge bekommt der Homert (1100 mm), das wirkt sich noch zum Teil auf die Reister Senken (Station Eslohe 1060 mm) aus, der Überschuß beträgt 100—150 mm. Im Sorpe-Bergland und vielleicht auch im Hachener Bergland (Stationen fehlen) fallen etwa 1000 mm, der Überschuß beträgt nur 50 mm. Dagegen sinkt die Niederschlagsmenge im Hellefelder Ausraum auf 950 mm, ebenso hoch ist sie im Ruhrtal (Meschede 937 mm). Der Überschuß ist hier nur sehr gering, im Hellefelder Ausraum sogar ± 0 . Das gleiche trifft für die Fredeburger Kammer und das Mescheder Bergland zu, obgleich beide entsprechend ihrer Höhenlage durchweg 1000 mm Niederschlag erhalten. Diese landschaftliche Differenzierung spiegelt sich auch im Jahresgang des Niederschlags wider. Der Homert und ein Teil der Reister Senken haben als einzige das Maximum im Dezember, das Minimum im Mai, dagegen herrscht in allen andern Landschaften das Sommer-Maximum (Juli), während das Minimum entweder im April (Hellefelder Ausraum) oder, was meistens der Fall ist, im März liegt.

In den Wärmeverhältnissen und den damit zusammenhängenden Frost-, Eis- und Schneeverhältnissen entspricht das Kernsauerland ganz den andern Gebieten der mittleren Höhenstufe (vgl. Siegerland), da diese Erscheinungen meistens eine Funktion der Höhenlage sind und Exposition und Lage eine geringe Rolle spielen.

Dagegen lassen die Bodenverhältnisse einige Besonderheiten erkennen. Die Höhen, das Sorpebergland, der Homert und das Mescheder Bergland, besitzen einen oft dünngründigen, steinigen Schieferthonboden, dagegen finden sich im Hachener Bergland, im Hellefelder Ausraum, in den Reister Senken und sogar in der Fredeburger Kammer (Dorlar) Verwitterungsprodukte kalkreicher Gesteine (Kulmkalke) und

lehmig-sandige Hangfußböden, die bei genügender Dränage und reichlicher Mergelung sogar den Anbau von Wintergerste gestatten.

Diese natürlichen Gegebenheiten machen auch das Verhältnis der Getreidepflanzen verständlich. Das gesamte Kernsauerland gehört noch zur Hafer-Region, doch nimmt der Hafer als Leitgetreide nur 30—45 % der Getreidefläche ein, der Rest entfällt auf die beiden Begleitpflanzen Roggen und Wintergerste. Mit dieser Getreidegesellschaft und dem geringen Anteil des Hafers steht das Ostsauerland in einem scharfen Gegensatz zum Westsauerland, wo der Hafer durchweg über 60 % der Getreidefläche besetzt und nur Roggen als Begleitkultur beigegeben ist. Die Getreidepflanzengesellschaften werfen auch ein Licht auf die natürliche Vegetation. Auch im Kernsauerland ist der Buchenwald die herrschende Waldgesellschaft. Dabei wird der schon erwähnte, artenarme Wald in der Fredeburger Kammer, im Mescheder Bergland und vor allem im Homert und im Sorpebergland stocken, während die Buchenbestände des Hachener Berglandes, des Hellefelder Ausraums und auch der Reister Senken mit dem Wald der Briloner Hochfläche gleichzusetzen sind. Doch fehlen bisher genauere Aufnahmen. Auch der Eichenwald wird besonders im Ruhrtal bis Meschede natürliche Standorte gefunden haben, wenn auch bisher seine natürliche Verbreitung im einzelnen noch nicht bekannt ist. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang auch die einstige große Verbreitung der Heiden im Kernsauerland, die teilweise über 40 % der Gemeindeflächen eingenommen haben. Wie heutige Reste beweisen, handelt es sich um ginsterreiche Callunaheiden, die als sog. Bergheiden weithin die Hänge überzogen. Diese Zwergstrauchheiden sind nicht natürlich bedingt, sondern durch die Brand- und Schifferwirtschaft während des Mittelalters entstanden. Erwähnenswert ist bei unserer Fragestellung, daß dieses Nutzungssystem im stark beregneten Westsauerland — abgesehen von vereinzelt Vorkommen — so gut wie ganz fehlte. Somit läßt sich das Kernsauerland nicht nur nach Relief, Klima, Boden und Vegetation, sondern auch nach kulturgeographischen Erscheinungen sehr gut als natürliches Landschaftsgebiet gegen das Westsauerland abgrenzen und in seiner Eigenart umreißen.

Westsauerland (7) Dieses Gebiet kann auch Märkisches oder Lüdenscheider Sauerland genannt werden, doch ziehe ich die Bezeichnung nach der Himmelsrichtung vor, weil darin gewisse klimatische Eigenarten und auch bestimmte Beziehungen zu den benachbarten Landschaften anklängen. Das Westsauerland ist sehr einförmig aufgebaut. Zu ihm rechne ich im Süden noch die Ebbe, im Norden bildet der Abfall zur Ennepe-Längstalung die Grenze, und im Westen und Osten gelten allgemein die Wasserscheiden als Grenzen. In unserm Falle müssen wir jedoch davon etwas abweichen. Im Osten wurde die Grenze schon beschrieben und begründet; im Westen ziehe ich sie durch das Engtal der Ennepe, da die Wasserscheide selbst eine einheitliche Formenlandschaft, die Radevormwalder Hochfläche, schneidet.

Neun Formenlandschaften habe ich im Westsauerland ausgesondert. Flächenmäßig treten die beiden Talungen sehr zurück, dafür überwiegen die flachwelligen Höhenlandschaften, die dem gesamten Gebiet sein eintöniges Gepräge geben. Im Süden schließt die Ebbe als Schwelle mit einigen ausgeräumten Talsenken das Gebiet gegen das Südsauerland ab. Der Kamm (660 m) liegt mit der Wasserscheide in der Nähe des Südhanges. Quertäler sind selten, dafür herrschen Längstäler vor, und nach Süden fließen junge Abdachungsbäche. Auf der Höhe findet man in den zahlreichen Quellmulden oft kleine, nicht sehr tiefgründige Moore. Am Westrand der Ebbe liegt die Kiersper Kammer, eine durch den geologischen Bau bedingte Kleinlandschaft. Genetisch entspricht sie nicht den andern Gebirgskammern, ist aber wegen der vierseitigen Umrahmung durch Höhen mit ihnen orographisch zu vergleichen. Die Lüdenscheider Flachmulde, die der Ebbe im Norden vorgelagert ist, zeigt alle Eigen-

schaften einer Rumpfmulde. Mit ihr ist die jenseits der Lenne gelegene Neuenrader Flachmulde in jeder Hinsicht zu vergleichen. Nach Nordosten hebt sich das Gelände wieder empor zum Balver Wald. Auch bei dieser Schwelle liegt die Wasserscheide im Süden. Hier entspringen die nach Norden gerichteten Querbäche in flachen Quellmulden. Im Westen verschwindet die Schwelle. Hier trennt das Volmetal die beiden 400 m hohen Hochflächen von Wiblingwerde und Breckerfeld. Eine besondere Kleinlandschaft ist das mittlere Lennetal. Die Talsohle des Flusses liegt nur 100 m hoch, während die angrenzenden Flachmulden 420—450 m erreichen. Durch zahlreiche, rasch herabstürzende Bäche sind die Talhänge, besonders an der Nordostseite, wo die Ruhr-Lenne-Wasserscheide nahe an die Lenne rückt, zersägt und zerrissen, und das Auf und Ab der Formen, das Vor- und Zurückspringen der Bergsporne und -riedel erwecken den Eindruck eines Berglandes. Lennegebirge hat man deshalb auch diesen Landstrich genannt. Aber der Name ist in keiner Weise zu rechtfertigen, denn Verlauf und Aufbau dieses sogenannten Gebirges widersprechen ganz und gar der Gestaltung des Südergebirges und den herrschenden morphologischen Grundlinien. Es handelt sich vielmehr um eine an die Engtalstrecke eines Flusses gebundene Zertalungslandschaft.

Die Sonderstellung des Westsauerlandes ergibt sich nicht nur aus der Hydrographie (Einzugsbereich der mittleren Lenne), sondern auch aus den klimatischen Gegebenheiten. Dieses Gebiet gehört schon ganz zu dem großen bergischen Luv- oder Staugebiet. Die tatsächlichen Niederschläge der durchweg 400—500 m hohen Stationen übertreffen die theoretischen, der Höhenlage allein entsprechenden Mengen durchweg um 200—300 mm, d. h. sie betragen an Stelle von 950—1000 mm meistens 1150—1250 mm. Der Überschuß, bedingt durch die Exposition zu den Südwestwinden, den Regenbringern, berechnet sich auf 30%. Damit fallen hier, in der mittleren Höhenstufe, Niederschläge, die denen des um 300—400 m höheren Astengebirges gleichkommen. Auch im Jahresgang des Niederschlags gleichen sich beide Gebiete. Wie dort, so liegt auch im Westsauerland das Maximum im Winter (im Dezember) und das Minimum durchweg im Mai. Bemerkenswert ist noch bei manchen Stationen ein zweites Maximum im Oktober. Mit andern Worten: Herbst und Winter bringen hohe Niederschläge und große Schneefälle und stören damit sehr früh die Feldarbeiten des Landwirts. Dieses allgemeine Bild wird im einzelnen durch die kleinlandschaftliche Differenzierung etwas abgewandelt, wobei sich die oben aufgezeigte Nordsüdgliederung zum Teil mit den durch die Luvwirkung gezogenen Nordwest—Südost verlaufenden Isolinien überschneidet. So erhält die Ebbe die höchsten Niederschläge (über 1300 mm) im Südwesten, nach Nordosten sinken sie allmählich auf 1100 mm. Die Kiersper Kammer, gelegen am Südwestende der Ebbe, empfängt deshalb auch trotz ihrer Abgeschlossenheit noch immer 1250 mm. Die Lüdenscheider Flachmulde wird ebenfalls im Westen am meisten beregnet (1200 mm), nach Osten nimmt der Niederschlag ab, bis er auf der Neuenrader Flachmulde nur noch 1000 mm beträgt und sich der Überschuß nur auf 60 mm berechnet. Doch setzt sich diese Kleinlandschaft klimatisch gegen das Kernsauerland dadurch ab, daß der Dezember der niederschlagsreichste, der Mai der ärmste Monat ist. Die beiden Hochflächen im Norden erhalten ebenfalls 1000—1050 mm, während der auf fast 500 m ansteigende Balver Wald nur noch 950—1000 mm bekommt (Stefanopel 986 mm, + 64 mm). Hier springt das Maximum sogar wieder auf den Juli, das Minimum auf den April, so daß der Balver Wald klimatisch schon zum Kernsauerland zu rechnen wäre (vgl. Getreidebau). Und zum letzten sinkt im Lennetal die Niederschlagsmenge ebenfalls unter 1000 mm, zum Teil sogar unter 900 mm, so daß diese Talung wie das Ruhrtal als relativ trockene Landschaft anzusprechen ist, wenn auch immer zu beachten bleibt, daß alle Stationen mehr Niederschläge erhalten, als ihnen nach ihrer Höhenlage allein zukommen würden.

Über die Wärmeverhältnisse gibt nur die Station Lüdenscheid (449 m) Auskunft. Ihre Daten sind: Jahresdurchschnittstemperatur 7,4 °, Januar —0,3 °, Juli 15,4 °, Jahresschwankung 15,7 °, 10 °-Tage 140; Frosttage 75; Eistage 15. Im ganzen entsprechen diese Verhältnisse dem des Siegerlandes und des Kernsauerlandes. — Beachten wir noch die Bodenarten, die meistens als Verwitterungsprodukte des Ton-schiefers und des Sandsteins lehmig-sandiger Natur sind, so wäre auch im Westsauerland unter Beachtung aller natürlichen Standortfaktoren ein artenarmer Buchenwald zu erwarten. Das ist heute jedoch nicht der Fall, vielmehr herrschen neben den Nadelholzaufforstungen Eichenbirkenwälder vor, besonders in der Ebbe. Das ist wiederum — wie im Siegerland — auf wirtschaftliche Maßnahmen zurückzuführen: Brennholzwirtschaft, Köhlerei und Schälbetrieb. Natürliche Eichenwaldbestände besetzen eigentlich nur die Hänge der größeren Talungen, in denen sie weit gebirgseinwärts vordringen. Den im Naturzustand vorherrschenden artenarmen Buchenwäldern entsprechen auch die Getreidegesellschaften. Hafer steht mit über 60 % der Getreidefläche an erster Stelle, ihm ist nur der Roggen als Begleitkultur beigegeben. Nur auf der Breckerfelder Hochfläche, im Lennetal, auf der Neuenrader Flachmulde und im Balver Wald sinkt sein Anteil auf 45—60 %. In den beiden letzten Landschaften finden sich neben dem Roggen zudem noch als zweite Begleitpflanzen etwas Wintergerste (Balver Wald) und Winterweizen (Neuenrader Flachmulde).

Südsauerland (8). Dieses Gebiet umfaßt den Einzugsbereich der oberen Lenne, der Bigge und ihrer Nebenflüsse. Es hat unter dem Namen Olper Land eine sehr eingehende kulturgeographische Bearbeitung erfahren¹⁷⁵⁾. Nach seiner Höhenlage hat es teil an der unteren Rumpfhöhe (550—700 m) und an der oberen Hochbodenstufe (400—550 m). Fünf Kleinlandschaften lassen sich unterscheiden. Unter ihnen sind die Attendorner Talsenken infolge ihrer Tiefenlage, ihrer allseitigen Umrahmung und wegen der Ebenheit der Kalkplatten eine einmalige Erscheinung. Im Westen schließt das Lister-Bergland an. Nach Norden durch die Ebbe-Höhen abgeschirmt und nach Westen durch den Biggeriegel gegen das Oberbergische Land begrenzt, besitzt es infolge seiner Bergrücken und Kuppen, seiner breiten Sohlentäler und der eingeschalteten, schmalen Senken ein sehr bewegtes Relief. Die eigenartigste Landschaft ist das Biggeplateau¹⁷⁶⁾ oder die Wendener Bergebene wegen der Flachwelligkeit, der breiten Quellmulden und der wenig eingesenkten Bachtäler. All diesen Landschaften, die im Niveau der oberen Hochbodenstufe liegen, steht das Bilsteiner Bergland gegenüber, das morphologisch noch zum Rothaarblock gehört. Im Süden wird es durch die Rüspe, eine direkte Fortsetzung der Rothaarschwelle, gegen die Siegener Kammer abgeschlossen. Zwei Formenlandschaften lassen sich innerhalb des Bilsteiner Berglandes unterscheiden. Im Osten liegen die Saalhauser Höhen, für deren Gestaltung die tiefe Lage des oberen Lennetales maßgebend ist. „In der Gegend von Saalhausen“, so schreibt Lucas, „reicht das breitsohlige, tief eingeschnittene Lennetal bis auf 350 m herab, während die unmittelbar benachbarten, variskisch streichenden Gebirgszüge Höhenlagen von über 600 und 700 m erreichen. Durch kleine, tief eingerissene Schluchttäler sind die Gebirgszüge in einzelne Bergkuppen und Bergkegel aufgelöst, die allseitig steil abfallen“. Der Wechsel von steilwandigen Bergkuppen, zerschlitzt von Kerbtälern, und von mehr oder minder breiten, tief eingelassenen Sohlentälern und Talkesseln gibt auch dem westlichen Veischeder Bergland das Gepräge. Nur fehlt ihm das im variskischen Streichen angelegte Gewässernetz der Saalhauser Höhen. So verdankt das Südsauerland letzten Endes dem Bilsteiner Bergland das Vorherrschen der Vollformen; ohne es wären Senken, Bergkuppen und Bergebenen mit gleicher Größe an dem Landschaftsgefüge beteiligt.

¹⁷⁵⁾ Lucas, O., Das Olper Land, 1941.

¹⁷⁶⁾ Goebel, F., Die Morphologie des Ruhrgebietes, 1916.

Klimatisch ist das Südsauerland ein ausgesprochenes Übergangsgebiet. Die westlichen Landschaften stehen noch unter dem Luveinfluß des Bergischen Landes, der sich über die Wasserscheide hinweg deutlich bemerkbar macht. Im Listerbergland betragen deshalb die Niederschläge 1150—1250 mm, der Überschuß berechnet sich auf 150—250 mm. Dementsprechend liegt das Maximum im Dezember und das Minimum im Mai oder April. Für die Wendener Bergebene sind ähnliche Verhältnisse anzunehmen, doch scheinen hier die Niederschlagsmengen etwas geringer zu sein (Römershagen am Westrand 1138 mm, + 140 mm). Demgegenüber sind die Attendorner Senken relative Trockengebiete mit weniger als 1000 mm Niederschlag (Attendorn 992 mm, Elspe 931 mm), einem verhältnismäßig geringen Überschuß (20—50 mm), vorwiegendem Sommer-Maximum (Juli) und März- bzw. April-Minimum. Im 600 m hohen Veischeder Bergland steigt der Niederschlag wieder auf 1100—1200 mm, das Maximum verschiebt sich in den Dezember und das Minimum in den Mai. Anders liegen indes, nach den wenigen Stationen zu urteilen, die Verhältnisse im Saalhauser Bergland. Der Niederschlag beträgt hier 950—1050 mm, der Überschuß ist gering, und bei Altenhündem (Tallage) ist sogar ein Defizit von 26 mm vorhanden. Diesen Zuständen, die an das Kernsauerland erinnern, entspricht auch die jahreszeitliche Verteilung (Maximum im Juli, Minimum im April). Somit sind also, nach den Niederschlagsverhältnissen zu urteilen, die Attendorner Senken und die Saalhauser Höhen noch zum Kernsauerland zu rechnen, das Veischeder Bergland mit dem Winterregengebiet des Rothaarblockes zu vergleichen, während die Wendener Bergebene und das Listerbergland unter dem Einfluß des bergischen Luvgebietes stehen.

Die Wärmeverhältnisse zeigen ähnliche landschaftliche Differenzierungen, wenn sie auch nicht im einzelnen zu belegen sind. Verhältnismäßig warm sind das Lenne-tal und die Attendorner Senken (über 8° Jahrestemperatur). Für die westlichen Landschaften berechnet sich der Jahresdurchschnitt auf 7°, während er auf den Höhen des Bilsteiner Berglandes auf 5° absinkt. Ähnlich verhalten sich auch die Frost- und Schneefallverhältnisse. So sind in den Attendorner Senken nur 25 Schneefalltage, die schneefallfreie Zeit dauert 220 Tage, die Feldbestellung beginnt bereits in den letzten Märztagen. In den westlichen Landschaften beträgt hingegen unter dem Einfluß der hohen Niederschlagsmengen die schneefallfreie Zeit 190 Tage, 40 Tage weisen Schneefall auf, die Feldarbeiten setzen erst in den letzten Apriltagen ein. Im Bilsteiner Bergland berechnet sich die schneefallfreie Zeit trotz der Höhenlage auf 200 Tage. Mit den Feldarbeiten kann, besonders in den Tälern des Saalhauser Berglandes, schon Mitte April begonnen werden.

Die Bodenverhältnisse sind im Südsauerland sehr unterschiedlich. Im allgemeinen herrschen Verwitterungsprodukte des Tonschiefers vor. Daneben finden sich im Bilsteiner Bergland die aus Grauwacke entstandenen, feinsandigen, verhältnismäßig tiefgründigen Lehmböden, die bei flacher Lagerung zu stauer Nässe und Versumpfung neigen. Die Böden der Kalkplatten bestehen aus tiefgründigen, gelblich-braunen Lehmen, die vollständig entkalkt sind.

Die Übergangslage des Südsauerlandes erkennt man auch an der heutigen Verteilung der Wald- und Getreidegesellschaften. Im Lister-Bergland und am Westrand der Wendener Bergebene nimmt Hafer über 60 % der Getreidefläche ein, Roggen ist die einzige Begleitpflanze. Hier ist heute noch, soweit nicht Aufforstungen vorliegen, der artenarme Buchenwald dominant. In den Attendorner Kalksenken herrscht die kernsauerländische Getreidegesellschaft: Hafer als Leitpflanze, Roggen und Wintergerste als Begleitpflanzen, wobei Hafer im Westen noch 45—60 %, im Osten nur 30—45 % der Getreidefläche einnimmt. In der südlichen Helderer Kalksenke tritt er sogar schon an den Roggen seine Vorrangstellung ab. Das deutet darauf hin, daß hier einst ein artenreicherer Rotbuchenwald stockte. In den tieferen Lagen der Trockentäler und besonders im Lennetal mögen sich sogar Eichenbestände

eingeschoben haben. Auch finden sich an steilen Kalkfelsen auf sonnig-trockenen Standorten Grasheiden vom Typ der Blaugrasheide. Dagegen verdanken die früheren Wacholder-Bergheiden ihre Entstehung der Wirtschaft des Menschen. Im Bilsteiner Bergland kennt nur das Veischeder Bergland heute noch das Hafer-Roggen-System, wobei Hafer 45—60 % der Fläche einnimmt. Die entsprechende artenarme Buchenwaldgesellschaft ist hier jedoch nur noch in Restbeständen erhalten. Dagegen findet sich im Saalhauser Bergland schon ein Roggen-Hafer-System, wobei Roggen sogar 45—60 % der Getreidefläche besetzt. An den Berghängen stockt ein Eichen-Birken-Niederwald. Damit erinnert diese Landschaft und mit ihr die Wendener Bergebene an das Siegerland. Tatsächlich sind die heutigen Zustände weitgehend auf die Einflüsse dieses Gebietes zurückzuführen, wobei im einzelnen betriebliche und besitzrechtliche Verhältnisse dieser Entwicklung entgegenkamen. Wie die Untersuchung von Lucas lehrt, gehörten um 1800 beide Landschaften noch zur Hafer-Anbaustufe und zur artenarmen Buchenwaldregion. Erst die wirtschaftliche Entwicklung des letzten Jahrhunderts hat diese natürlichen Gegebenheiten grundlegend geändert. Im Saalhauser Bergland wurde diese Entwicklung noch dadurch begünstigt, daß in den relativ trockenen, breiten Tälern und an ihren unteren Hängen auch natürliche Eichenwaldbestände vorkommen. In beiden Landschaften finden sich neben den anthropogenen Bergheiden mit Besenginster auch noch sog. Sumpfheden mit Birken und atlantischen Florenelementen (z. B. *Erica tetralix*), die darauf hindeuten, daß diese Pflanzengesellschaft natürlich ist und wir uns in einem ausgesprochen atlantischen Höhenklimabereich befinden.

Niedersauerland (9). Dieses Landschaftsgebiet liegt schon ganz innerhalb der unteren Hochbodenstufe (150—350). Ihm fehlen Berg- und Schwellenlandschaften; dafür zähle ich drei Hügellandschaften, eine Kalkplatte, eine Talweitung, ein Terrassenohlental, eine Terrassenplatte und eine Längssenke. Die größte Fläche nimmt das Mendener Hügelland mit flachen Bergrücken und gut ausgebildeten Terrassenohlentälern ein. Nach Osten folgt der Lürwald, der in seinem geologischen Bau und seiner Oberflächengestalt dem Arnberger Wald gleicht. Die dritte Hügellandschaft ist jenseits der Ruhr der Ardey (die Ruhrberge im engeren Sinne), der mit seinen im Streichen der harten Schichten angelegten Kambergen formenkundlich eigentlich schon zum Hattinger Hügelland im Niederbergischen gehört und nur durch das Terrassenohlental der Ruhr von ihm getrennt wird. Im Süden bildet die Iserlohner Kalksenke einen markanten Abschluß gegen das Westsauerland. Die Balver Platte, dem Massenkalk auflagernd, schiebt sich sogar noch ein Stück gebirgseinwärts. Im Westen leitet die Iserlohner Senke über zu der Hagener Terrassenplatte, die im Mündungsbereich der unteren Volme und Lenne entstanden ist. Das Ruhrtal verbindet diese Terrassenplatte mit dem Schwerter Becken, einem breiten, mit Terrassen bedeckten Ausraum. Nach Fröndenberg zu verengt sich das Becken wieder zu dem Terrassenohlental der Ruhr, das sich bis zur Arnberger Schlinge erstreckt: das Fröndenberger Ruhrtal, genauer das Neheim-Fröndenberger Ruhrtal.

Klimatisch und bodenkundlich ist das Nordsauerland in jeder Beziehung als Vorland zu werten. Siedlungs- und wirtschaftsgeographisch ist es die breite Pforte, durch die von Norden, vom Hellweg, kommende Einflüsse ins Sauerland vorstoßen konnten und können. Die Niederschlagsmengen liegen unter 900 mm, im Schwerter Becken und im Fröndenberger Ruhrtal sinken sie sogar unter 800 mm. Der Überschuß ist allenthalben sehr gering, in den niedrigergelegenen Landschaften sogar ± 0 . Allenthalben regnet es am meisten im Sommer, im Juli, und am wenigsten im April oder März. Ebenso günstig sind die Wärmeverhältnisse: die durchschnittliche Januar-temperatur liegt etwas über 0°, die Frosttage belaufen sich auf 60, die Eistage auf 10—15, während 170 Tage eine Mitteltemperatur von mehr als 10° aufweisen. Dazu kommt,

daß neben den lehmreichen Terrassenböden und den, wenn auch stark entkalkten Lehmböden der Kalkplatten hier und dort größere Lößflächen anzutreffen sind. Die niedrige Lage und die klimatischen und edaphischen Zustände machen es verständlich, daß hier der Eichenwald, ja sogar der Eichenhainbuchenwald den Rotbuchenwald erheblich an Fläche übertrifft. Dieses Vegetationsbild spiegelt sich auch in der Verbreitung der Getreidegesellschaften. Nur im Lürwald und an einigen Stellen des Mendener Hügellandes steht noch Hafer mit 30—45% der Getreidefläche an erster Stelle, zu ihm gesellt sich aber schon neben dem Roggen auch der Winterweizen als zweite Begleitpflanze. In allen andern Landschaften herrscht die Roggen-Hafer-Weizen-Gesellschaft, wobei der Roggen 30—45% einnimmt und der Weizen neben dem Hafer sehr große Flächen besetzt.

Die letzte große hydrographische Einheit des Südergebirges, die Westabdachung, umfaßt, abgesehen von dem weit ins Bergland vorgeschobenen Siegerland, die Landschaftsgebiete des sogenannten Bergischen Landes. Seine Flüsse, Sieg mit Agger und Bröl, Dhünn, Wupper und Unterlauf der Ruhr, sind direkt dem Rheine tributär. Ihre Quellen liegen (mit Ausnahme von Ruhr und Sieg) höchstens 70—80 km von dem Tal des Hauptstromes entfernt, und sie fließen durchweg im Bereich der unteren Trogregion, der unteren Hochbodenstufe (150—400 m). Orographisch tritt die Ruhr-Rhein-Wasserscheide nur gering hervor, sie kann deshalb auch nicht als unbedingt maßgebende Grenze gewertet werden, sondern nur ungefähr die Lage des Grenzsaumes zwischen Sauerland und Bergischem Land andeuten. Die Einzugsbereiche der einzelnen Flußsysteme gliedern das Bergische Land in vier Gebiete, deren Grenzen im variskischen Streichen verlaufen und fast senkrecht auf das Rheintal stoßen. Quer zu dieser hydrographischen Gliederung stehen die klimatischen, pflanzengeographischen und zum Teil auch bodenmäßigen Differenzierungen, da diese weitgehend von der Höhe, die allmählich vom Rheintal aus nach Nordosten zunimmt, abhängig sind.

Niederbergisches Land (10). Dieses Gebiet gehört vorwiegend zwei Flußsystemen an, die entweder der unteren Ruhr oder direkt dem Rhein tributär sind. Das Rhein-Nebenbachsystem umfaßt eine Reihe mehr oder minder langer, parallel fließender Abdachungsflüsse, von denen Itter, Düssel, Schwarzbach und Anger die wichtigsten sind. Die nördliche Abdachung des Niederbergischen entwässert zur Unterruhr. Die Nebenbäche entspringen auf den Höhen, welche unmittelbar die Wuppertaler Längsenke begleiten. Diese Kleinlandschaft gehört indes schon zum Wuppersystem, dem Flußsystem des Mittelbergischen Landes, während ihre Fortsetzung nach Osten, die Ennepetalung, schon im Einzugsbereich sauerländischer Flüsse liegt.

Das Niederbergische Land erhält sein kleinlandschaftliches Gepräge in erster Linie durch das Hattinger Hügelland, zu dem auch noch die von schmalen Kambergen durchzogenen Landschaften nördlich der Ruhr zu rechnen sind, und durch die ebenso bedeutsame Velberter Platte. Beide Landschaften nehmen den größten Teil des Gebietes ein. Im Norden lassen sich dann noch das sehr gewundene Untere Ruhrtal und die Selbecker Terrassenplatte, die sich aus der Hauptterrasse von Rhein und Ruhr aufbaut, als selbständige Formenlandschaften aussondern. Im Süden bildet die Wuppertaler Kalksenke die orographische Scheide gegen das Mittelbergische Land. Nach Osten schließt sich die breite Ennepetalung an, der Massenkalk fehlen.

Nach seiner klimatischen Ausstattung ist das Niederbergische Land nicht so eindeutig wie das Niedersauerland als Vorland anzusprechen, dafür steht es noch zu sehr unter dem Einfluß der regenbringenden Südwestwinde. Im einzelnen bestehen jedoch erhebliche Unterschiede zwischen den Kleinlandschaften. So erhält die tiefgelegene Wuppertaler Senke die meisten Niederschläge: von Vohwinkel im Westen bis Barmen im Osten steigt der Niederschlag allmählich von 1000 auf 1150 mm, der Überschuß

beträgt 200—300 mm (25—35 ‰). Das Maximum des Niederschlags liegt hier noch im Winter (Dezember), das Minimum im Mai. Damit gehört die Wuppertaler Senke nach ihrem Niederschlag schon zum mittel- und oberbergischen Klimabereich. Erst in der Ennepetalung nimmt der Niederschlag wieder ab, anfänglich beträgt er noch 1000 mm, sinkt aber rasch auf 900 mm. Doch bleibt die jahreszeitliche Verteilung dieselbe (Dezember-Mai), so daß auch diese Landschaft noch zum Winterregengebiet der mittleren Höhenstufe zu rechnen ist. Erst in den nördlichen Landschaften ändern sich die Verhältnisse grundsätzlich. Auf der Velberter Platte ist in sehr einprägsamer Weise die Zunahme des Niederschlags von Westen nach Osten zu beobachten: Geresheim am Westrand 770 mm (+ 15 mm), Neviges am Ostrand 1060 mm (+ 225 mm). Allgemein liegt das Maximum im Juli, das Minimum im März und April. Im Hattinger Hügelland macht sich indes schon die Leewirkung bemerkbar. Während im Westen und besonders im Südwesten der Niederschlag noch 1000 mm und mehr beträgt, sinkt er im Osten allmählich auf 900 mm. Zugleich verschiebt sich das Minimum vom Mai in den April, während das Maximum bis auf den Südwesten (Dezember) durchweg im Juli liegt. Klimatisch ist also das Hattinger Hügelland sehr differenziert und nicht auf eine einheitliche Formel zu bringen. Anders das untere Ruhrtal. Die Niederschlagsmengen liegen hier zwischen 800 und 900 mm. Nur bei den westlichen Stationen ist der Überschuß noch beachtenswert (80—90 mm), nach Osten nimmt er rasch ab. Auch der jahreszeitliche Gang (Maximum im Juli und Minimum im April) spricht für die relative Niederschlagsarmut dieser Kleinlandschaft.

Über die Wärmeverhältnisse geben nur die Station Elberfeld (200 m) und die dem Ruhrtal benachbarte Station Villa Hügel (123 m) Auskunft. Das Jahresmittel der Temperatur liegt bei 9,2° bzw. 9,3°; der Januar hat 1,5° bzw. 1,6°, der Juli 16,5° bzw. 17,2°, so daß die jährliche Schwankung bei 15,0° bzw. 15,6° liegt. Elberfeld hat 167 10°-Tage, 57 Frosttage und 11 Eistage, während Villa Hügel 170 10°-Tage, 60 Frosttage und 9 Eistage zählt.

Diese landschaftliche Gliederung wird auch durch die Verteilung der Bodenarten bestätigt. In der Wuppertaler Senke finden sich tiefgründige Lehm Böden, die, obgleich sie dem Massenkalk auflagern, weitgehend entkalkt sind. In der Ennepetalung sind lehmig-sandige Böden die Regel, dazu gesellen sich im Hattinger Hügelland und auf der Selbecker Platte sandige Böden, während das Ruhrtal lehmige Böden und die Velberter Platte sogar Löß besitzt.

Aus diesen Gegebenheiten wird auch die Verteilung der Getreide- und Waldgesellschaften verständlich. Reine Rotbuchenwäldungen sind selten, dafür herrschen Eichenwäldungen vor. Besonders auf der Velberter Platte, wo heute der Wald so gut wie ganz verschwunden ist, würde unter den jetzigen natürlichen Verhältnissen ein typischer Eichenhainbuchenwald stocken. Dieser Pflanzengesellschaft entspricht das heutige Getreidesystem. Weizen steht mit 30—45 ‰ an erster Stelle, dann folgt Roggen und an dritter Stelle Hafer. Auf der Selbecker Platte, im Ruhrtal, im nördlichen Hattinger Hügelland und in der Ennepetalung ist ebenfalls der Eichenwald vorherrschend und mit ihm das Roggen-Hafer-Weizen-System, das mit der Getreidegesellschaft des niederen Sauerlandes völlig übereinstimmt. Erst im südlichen Hattinger Hügelland und in der Wuppertaler Kalksenke findet sich das Hafer-Roggen-Weizen-System, wobei der Hafer aber nur 30—45 ‰ der Getreidefläche besitzt. Damit gelangen wir wieder in die Buchenstufe, ohne daß es heute schon möglich ist, die Grenzen genauer zu bestimmen.

Mittelbergisches Land (11). Dieses Gebiet umfaßt den Einzugsbereich von Wupper und Dhünn und wird von Hochflächen- und Plattenlandschaften beherrscht. Auf sie entfallen allein sechs von neun Formenlandschaften. Vollformen fehlen ganz und von den drei Hohlformen sind zwei sehr schmale Engtäler. Dieses Verhältnis spricht

deutlich für die außergewöhnlich einheitliche Oberflächengestalt. Die Wipperfürther Flachmulde schließt sich unmittelbar an die Lüdenscheider Mulde an. Doch liegt sie, als Ausraum am Oberlauf der Wupper, niedriger, und ihre Formen sind sanfter und nicht so abrupt von Schlucht- und Kerbtälern unterbrochen. Um sie legen sich in einem Viertelkreis drei Hochflächen, getrennt durch Wasserscheiden und Engtäler: im Norden die Hochfläche von Radevormwald, im Nordwesten die Remscheider Hochfläche mit dem flachen Rücken der Remscheider Schwelle und im Westen die Kürtener Hochfläche. Sie alle liegen über 250 m innerhalb der oberen Trogregion. Zum Rhein schließen sich daran die teilweise mit Löß überwehten Platten: im Norden die Solinger Platte, in der Mitte die Burscheider Platte und im Süden die Bensberger Platte. Letztere ist nicht mehr so eben, ihr fehlt einmal der Löß, und zum andern bildet das Massenkalkvorkommen bei Paffrath eine kleine Einmuldung. Besonders kleine Formenlandschaften sind die beiden Engtäler der Wupper. Von der Quelle bis Hückeswagen fließt die Wupper innerhalb der Wipperfürther Flachmulde in fast nordwestlicher Richtung, dann biegt das Tal bis Rittershausen fast nach Norden um. Entsprechend der jüngeren Abdachung angelegt, quert diese mäanderreiche Talstrecke fast rechtwinklig die geologischen Schichten und Strukturen (Quertal). Die Breite des Talbodens wechselt zwischen 30 und 100 m, die Talwände sind sehr steil und von Schluchttälern zerrissen. Bei Rittershausen biegt der Fluß nach Westen um und benutzt bis Sonnborn die Wuppertaler Längssenke. Hier verläßt die Wupper die weiter nach Westen ziehende Senke und quert wiederum in südöstlicher Richtung das variskisch streichende Bergland. Dieses zweite Engtal wird nur von der Kohlfurther Talweitung unterbrochen. Sie ist teilweise sogar ohne Talboden, unvermittelt steigen besonders von der Kohlfurther Brücke abwärts die Gehänge aus dem Flußbett empor.

Neben dem Astengebirge ist das Mittelbergische Land das niederschlagreichste Gebiet des Südergebirges. Die höchsten Niederschläge erhalten die Hochflächen von Radevormwald, von Remscheid und Kürten und die Wipperfürther Flachmulde (1150—1250 mm). Der Überschuß beträgt 250—350 mm (30—40%). Das Maximum liegt dementsprechend in allen Kleinlandschaften im Dezember, das Minimum im Mai. Erst auf den 150—200 m hohen Randplatten von Solingen, Burscheid und Bensberg sinkt die Niederschlagsmenge auf 1050, 1000 und 900 mm ab. Ebenso wird der Überschuß geringer (180, 100, 50 mm), und das Maximum liegt im Juli, das Minimum im April (Solinger Platte) oder März (Burscheider und Bensberger Platte). Diese klimatische Zweiteilung, die sich auch in den Wärmeverhältnissen widerspiegelt, zeigt sich auch in der Verteilung der Bodenarten. Die peripheren Plattenlandschaften tragen durchweg eine mehr oder minder dicke Lößdecke, während die über 200 m ansteigenden Binnenlandschaften nur kalte, tonige und lehmig-sandige Böden aufweisen. Trotzdem dominiert in allen Landschaften der Hafer. Doch während sein Anteil in den Binnenlandschaften allgemein 45—60% beträgt (also weniger als im 450 m hohen Westsauerland), sinkt er in den Randlandschaften auf 30—45%. Bemerkenswert sind auch Art und Verteilung der Begleitpflanzen: die östlichen Landschaften (Radevormwald, Wipperfürth) kennen nur ein Hafer-Roggen-System, in den mittleren (Remscheid, Kürten) gesellen sich zu dem ebenfalls 60% und mehr umfassenden Hafer Roggen und Weizen, und in den westlichen Landschaften drücken Roggen und Weizen den Anteil des Hafers sogar auf 30—45%. Obgleich somit das Mittelbergische Gebiet ganz zur Haferregion gehört, dominiert doch im gegenwärtigen Waldbild die Eiche. Reine Eichenbestände sind keine Seltenheit. Trotzdem fehlt es nicht an kleinen Buchenwaldungen. Die Entscheidung, welche von diesen beiden Waldtypen den natürlichen Gegebenheiten entspricht, scheint in Analogie zu den andern süderbergischen Landschaften zugunsten des artenarmen Buchenwaldes auszufallen. Dafür spricht auch die Tatsache, daß die Eichenwälder einstmals und zum großen Teil auch heute noch im Niederwaldbetrieb genutzt wurden und werden

und besonders die Lohheckenwirtschaft sehr verbreitet war. Dennoch ist diese Entscheidung nicht als endgültig anzusehen. Es fehlen im Bergischen Land bisher forstgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen, die erst abgewartet werden müssen, ehe eine Rekonstruktion der ursprünglichen Vegetation und ihrer Gesellschaften erfolgen kann.

Oberbergisches Land (12). Dieses Gebiet deckt sich ganz mit dem Einzugsbereich der Agger und ihrer Nebenbäche. Das Flußsystem ist nicht direkt dem Rheine angeschlossen, sondern mündet in den Unterlauf der Sieg. Das Oberbergische Land steht somit hydrographisch in erster Linie mit der Siegburger Bucht in Verbindung, während es nach Westen, zum Rheintal hin, durch einen breiten Wald- und Heidestreifen (Wahner Heide) abgeriegelt wird. Das kleinlandschaftliche Gefüge des Oberbergischen Landes weist schon Züge auf, die an die Gebiete der oberen Hochbodenregion erinnern. Von den sechs Landschaften, die ausgesondert wurden, sind drei Vollformen, zwei Hochflächen und Platten, und nur eine ist als Hohlform, wenn auch in sehr abgeschwächter Form, zu werten. Nach Süden schließt die Schwelle der Nutscheid das Gebiet gegen das bergische Sieggebiet ab. Im Osten liegt das Wiehler Bergland, ansteigend auf 400 m, aufgelöst in Riedel und Rücken. Das Gummersbacher Bergland wird indes von den langhinziehenden Härtlingen der Heckberge, der Unnenberge und der Leiberge beherrscht, die im Verein mit dem tief eingesenkten Tal der Agger eine große Reliefenergie hervorrufen. Diese Berglandschaften umrahmen die Waldbröler Mulde, die sich buchtartig in die obere Trogregion einschleibt. Erst nach Westen zu begegnen uns Flächen- und Plattenlandschaften, die Overather Hochfläche im Nordwesten und die Wahlscheider Terrassenplatten im Südwesten.

Wie im Mittelbergischen Land ordnen sich die klimatischen Erscheinungen auch im Oberbergischen von Südwesten nach Nordosten in die Höhenstufung ein. Die höchsten Niederschläge erhalten das Gummersbacher und das Wiehler Bergland. Dabei steht das Gummersbacher Bergland an erster Stelle, von Westen nach Osten steigen die Niederschläge von 1100 auf 1300 mm, der Überschuß berechnet sich auf 250—300 mm. Das Wiehler Bergland erreicht im Durchschnitt 1050—1150 mm (Überschuß 200—250 mm). Beide Landschaften gehören noch zum Winterregengebiet (Dezembermaximum, Maiminimum). Damit findet sich auch hier ein extremes Hafer-system (mit 45—60 und mehr ‰). Neben ihm spielt der Roggen die zweite Rolle, und dazu gesellt sich meistens der Winterweizen. Diesen Verhältnissen entspricht auch der artenarme Rotbuchenwald, der aber zum großen Teil durch die Wirtschaft des Menschen in einen Eichenbirkenwald umgewandelt wurde. Daß wirtschaftliche Maßnahmen weitgehend den Waldbestand änderten, beweisen auch die großen Heideflächen, die gerade in diesen Landschaften im vorigen Jahrhundert sehr verbreitet waren. Es handelt sich bei ihnen um besenginsterreiche Callunaheiden, um Bergheiden, die durch die extensive Weidewirtschaft und durch das Plaggenstechen aus Niederwäldern entwickelt wurden. Die tiefergelegenen Landschaften, die Overather Hochfläche, die Waldbröler Mulde und die Wahlscheider Platten, gehören schon zum Sommerregengebiet der untersten montanen Stufe. Das Minimum des Niederschlags liegt hier im April oder sogar im März. Auch die Niederschläge sind nicht mehr so bedeutend. In der Waldbröler Mulde belaufen sie sich auf rund 1000 mm und sinken auf der Wahlscheider Terrassenplatte sogar unter 900 mm. Erst in der Siegburger Bucht wird die 800-m-Isolyete unterschritten und damit sogar ein Defizit erreicht, was für ein wirkliches Trockengebiet bezeichnend ist. Diese klimatische Abstufung wird noch durch die Bodenarten unterstrichen. Die Wahlscheider Terrassenplatten sind von Löß überdeckt. Die gleiche Bodenart findet sich auch noch in vereinzelt Fetzen in der Waldbröler Mulde, doch herrscht hier im allgemeinen ein lehmig-

sandiger Boden vor. Was die Getreidegesellschaften anbelangt, so gehören die Wahlscheider Platten schon zum großen Teil zum Weizengebiet der Siegburger Bucht, nur stellenweise tritt Hafer als Hauptkultur mit 35—40% hervor, begleitet von Weizen und Roggen. Diese Getreidegesellschaft (Weizen-Hafer-Roggen oder Hafer-Weizen-Roggen) deutet darauf hin, daß der Eichenhainbuchenwald hier die natürliche Waldgesellschaft darstellt. In der Waldbröler Mulde herrscht dagegen das Hafer-Roggen-Weizen-System, wobei Hafer auch nur 30—45% der Getreidefläche besetzt. Nur dort, wo Lößflächen oder tiefgründige Böden es erlauben, wird das oben erwähnte Hafer-Weizen-Roggen-System angewandt. Somit ist wohl der Rotbuchenwald hier die natürliche Waldgesellschaft, doch muß auch mit einer größeren Verbreitung von Eichenwaldgesellschaften gerechnet werden.

Bergisches Sieg-Gebiet (13). Dieses Landschaftsgebiet ist als hydrographisch begrenzte Einheit eigentlich unvollständig, man müßte auch noch den südlichen Einzugsbereich der Sieg einbeziehen. Doch ist, wie weiter oben ausgeführt wurde, das Siegtal selbst die brauchbarste Grenze zwischen den beiden Großlandschaften, dem Südergebirge und dem Westerwald. Sie konnte nur aus einer größeren Übersicht und bei einer großzügigeren Betrachtung gewonnen werden.

Zwei Kleinlandschaften wurden ausgesondert, das Mittlere Siegtal mit seinen kleinen Talweitungen und Engen und das im Siegtrog und auf der nach Nordosten ansteigenden unteren Hochbodenregion angelegte Morsbacher Bergland.

Klimatisch gehört das Morsbacher Bergland noch zum Winterregengebiet des Bergischen Landes. Mit 1000—1050 mm erhält es immer noch 150—200 mm mehr, als ihm nach seiner Höhenlage gebührt. So dominiert auch der Hafer, dem 45—60, ja sogar über 60% der Getreidefläche eingeräumt werden. Roggen und Weizen sind stets die beiden Begleitkulturen. Der natürliche, artenarme Rotbuchenwald ist hier zum Teil durch Eichenschälwäldungen verdrängt worden. Das mittlere Siegtal ist indessen in seiner ganzen Länge von Honnef bis Betzdorf ein relativ niederschlagsarmer Streifen (Blankenburg 798 mm, Wissen 950 mm). Das Niederschlagsmaximum liegt im Juli, das Minimum am Unterlauf im März, weiter aufwärts verschiebt es sich allmählich über den April in den Mai, ein Zeichen dafür, daß das Höhenklima immer mehr an Einfluß gewinnt. Gemäß den klimatischen Gegebenheiten stößt der Eichenwald entlang dem Siegtal weit gebirgseinwärts und mit ihm der Anbau von Roggen und Weizen, die den Hafer aus seiner Vorrangstellung hinausdrücken. Ja sogar der Weinbau griff früher weit ins Siegtal hinein, und damit deutet sich hier schon die Klima- und Vegetationsstufe trockenwarmer Täler an, die in den andern Großlandschaften des Rheinischen Schiefergebirges entwickelt ist und nur im Südergebirge fehlt.

2. Kapitel

Das Weserbergland

I. Zuordnung und Stellung, Grenzen und Name

(Abb. 1, 2)

Der zweite große Naturraum Westfalens, das Weserbergland, ist mit rund 5500 qkm = 18% des Arbeitsgebietes wesentlich kleiner als das Südergebirge. Auch dieses Berg- und Hügelland ist Glied und Teil einer größeren Unterregion; nur sind Zuordnung und Grenzföhrung weit schwieriger als beim Südergebirge, so daß es notwendig erscheint, das **Niederdeutsche Berg- und Hügelland** und seine großräumige Gliederung näher zu erläutern und zu begründen.

Penck¹⁾, der bei seiner Gliederung die tektonisch-geologischen Verhältnisse und besonders die vorherrschende Streichrichtung der Bergzüge beachtet, rechnet den größten Teil des Weserberglandes zum Subhercynischen Bergland, das alle nordwest-südöstlich streichenden Berghöhen zwischen Harz und westfälischer Tieflandsbucht umfaßt. Seine Südgrenze zieht Penck von der Volmerstot (Egge) über Holzminden nördlich des Sollings und durch das Tal der Rhume bis zum Südrand des Harzes. Sie deckt sich weitgehend mit der südlichen Vereisungsgrenze der Saaleeiszeit. Egge, Nethegau und Warburger Börde sowie Solling und Göttinger Wald gehören nach Penck schon zum Hessischen Bergland.

Guthe²⁾ geht hingegen mehr von Verwaltungsgrenzen aus und reiht letztere Gebiete in seine Gebirgsstufe Hannovers ein. Ihm schließen sich auch Braun³⁾ und Brüning⁴⁾ an, die ebenfalls die Grenze an die Diemel und südlich des Sollings legen. Maßgebend sind für sie neben Verwaltungs- und Sprachgrenzen auch tektonisch-geologische Verhältnisse, die erst durch Stille seit Beginn des Jahrhunderts geklärt wurden. Braun und Brüning bezeichnen das durch den Harz im Osten, das Hessische Bergland im Süden, die Westfälische Bucht im Westen und das Tiefland im Norden umgrenzte Gebiet als Niedersächsisches Berg- und Hügelland. Ähnlich ziehen auch Schrepfer⁵⁾, nach seinen Ausführungen zu urteilen, und Maull⁶⁾ die Südgrenze, nur wählen sie für das gesamte Gebiet die Bezeichnung Weserbergland, so daß also ein Weserbergland in weiterem Sinne von einem Weserbergland in engerem Sinne zu unterscheiden ist⁷⁾. Während Maull und ebenso Machatschek⁸⁾ ihr Weserbergland unbedingt gegen das Hessische Bergland absetzen, neigt Schrepfer dazu, beide Gebiete zusammenzufassen. Er folgt damit einer älteren Auffassung, die schon Ratzel⁹⁾ vertrat, der neben seiner Rheinischen Gebirgsgruppe nach Osten hin eine Fulda-Weser-Gebirgsgruppe unterschied.

Schon diese verschiedene Zuordnung, Abgrenzung und Namengebung beweisen, daß über die Stellung des Weserberglandes in der landeskundlichen Forschung bisher

1) Penck, Das Deutsche Reich, 1887.

2) Guthe, Braunschweig und Hannover, 1888, 244 ff.

3) Braun, Deutschland, 1933, 137 ff.

4) Brüning, Niedersächsisches Land, 1933, 187 ff.

5) Schrepfer, Der Nordwesten, 1935, 189 ff.

6) Maull, Deutschland, 1933.

7) Vgl. auch Dörries, H., Niedersächsische Stadt, 1929, 85.

8) Machatschek, Relief der Erde, 1938, I, 24.

9) Ratzel, Deutschland, 2. Aufl. 1932.

keine Einigung erzielt wurde. Sie zeigen zugleich die Schwierigkeiten, die einer naturgemäßen Abgliederung und Zuteilung entgegenstehen. Zweifellos hat Schrepfer recht, wenn er betont, daß zwischen dem Hessischen Gebiet und dem nördlich anschließenden Bergland der Weser und Leine nur graduelle Unterschiede bestehen. Sie sind aber neben der Lage so wesentlich, daß man beide Gebiete trennen sollte. So folge ich den Abgrenzungen von Brüning, Maull und Machatschek und rechne das Weserbergland in erster Linie zu jenem Berg- und Hügelland, das sich zwischen den alten Rumpfgebirgen des Harzes und des Mittelrheinischen Berglandes entlang der Oberweser und der Leine nach Norden schiebt, wobei es mehr oder minder breite Ausläufer nach Westen um die Westfälische Bucht und nach Osten um den Harz schickt. In seiner orographischen Umrandung gleicht dieses Bergland einem kurzstieligen Trichter mit weit ausgebogenen, zum Teil stark verbeulten Rändern. Ich bezeichne es als Niederdeutsches Berg- und Hügelland. Der gelehrte Ausdruck Subhercynisches Bergland ist nicht volkstümlich. Weserbergland ist auch nicht zu verwenden, da er zweierlei Bedeutung hat; zudem ist die Weser nicht für das gesamte Gebiet der maßgebende Strom. Die Bezeichnung Niedersächsisches Bergland, die m. W. zum ersten Male Keller¹⁰⁾ im Weser-Emswerk um 1900 anwandte, ist heute weitgehend von verwaltungspolitischen Gesichtspunkten diktiert; der westfälische Anteil kommt dabei zu kurz. Am besten erscheint mir deshalb die neutrale Bezeichnung Niederdeutsches Bergland, in der zugleich Lage und Begrenzung nach Süden zum Ausdruck kommen.

Das Niederdeutsche Berg- und Hügelland ist durchweg aus Schichten des Mesozoikums aufgebaut. Darin gleicht es dem Hessischen Berglande; dennoch sind einige Unterschiede nicht zu übersehen. Erstens tritt im Niederdeutschen Bergland der Buntsandstein flächenmäßig sehr zurück, dafür gewinnen Muschelkalk, Keuper, Jura und Kreide an Ausdehnung. Im Hessischen Bergland bestimmt hingegen vornehmlich der Buntsandstein das Oberflächenbild. Zweitens fehlen dem Niederdeutschen Bergland so gut wie ganz tertiäre vulkanische Erscheinungen, die in Hessen das Bild der Landschaft sehr beleben. Drittens herrscht im tektonischen Bau des Hessenlandes die rheinische (südnördliche) Richtung vor, während im Niederdeutschen Bergland die hercynische (nordwest-südöstliche) überwiegt. Und viertens wurden im Niederdeutschen Berg- und Hügelland die Schichten durch die saxonische Faltung in zahlreiche Schollen zerstückelt und gegeneinander verschoben. Aus diesem Schollenmosaik schuf die Abtragung ein Gewirr von Platten und breiten Mulden, von langgezogenen Bergrücken und schmalen Längstälern. Dagegen ist das Hessische Bergland bis auf die langen Senkengräben in seiner Schichtenlagerung weniger gestört, die vulkanischen Erscheinungen verteilen sich punkthaft. So ist das Niederdeutsche Bergland eine bergige und hügelige Rückenlandschaft, das Hessische Land hingegen trotz der ziemlich einförmigen Lagerung des Buntsandsteins ein Kuppen-Bergland¹¹⁾.

Auch in den Höhenverhältnissen und in der Gestaltung des Gewässernetzes zeigen sich beachtliche Unterschiede. Fast nirgends werden im Niederdeutschen Bergland Höhen über 500 m erreicht, nur die Große Blöße im Solling ragt mit 520 m etwas über diese Linie hinaus. Im allgemeinen bewegt sich die Höhenlage zwischen 250 und 400 m, und in manchen Bezirken sinkt sie sogar erheblich unter 200, ja unter 100 m.

Mit diesen Tatsachen erfährt auch die anfangs gegebene, grobe Zweiteilung des westfälischen Raumes in Tiefland und Mittelgebirgsschwelle eine beachtenswerte Einschränkung. Nur dem Rheinischen Schiefergebirge und damit dem Südergebirge

¹⁰⁾ Keller, Weser und Ems, 1901.

¹¹⁾ Hettner, Deutsche Mittelgebirge, 1904.

gebührt mit Recht die Bezeichnung „Mittelgebirge“, dagegen ist das Niederdeutsche Bergland nur ein Hügel- und Bergland. Es ist gewissermaßen eine Übergangsregion zwischen der Mittelgebirgsschwelle und dem Tiefland. Das berechtigt uns auch, die niedrig gelegenen, aber ähnlich gebauten Gebiete des Osnabrücker und Tecklenburger Landes in das Weserbergland einzubeziehen.

Dem Übergangscharakter entspricht die Abdachung. Die höchsten Erhebungen des Niederdeutschen Berglandes liegen im Süden, im Bereich der Triasschichten, wo im Solling östlich der Weser die 500-m-Linie erreicht wird. Auch westlich der Weser halten sich die Höhen noch um 450—500 m. Dagegen fallen sie nach Norden zwischen Weser und Leine allmählich auf 400 m, um in den östlichen und westlichen Ausläufern rapide auf 300 m, 200 m und darunter abzusinken. So können Mittelgebirgsformen sich zwar in das südliche Gebiet vorschieben, aber ebenso vermögen von Norden kommende Tieflandsformen ins Hügelland vorzustoßen.

Ihr Eindringen wird noch durch die orographische Beschaffenheit der Nordgrenze erleichtert. Einmal greift zwischen Hannover und Braunschweig das Tiefland buchtartig in das Bergland ein (Hildesheimer Bucht), zum anderen ist die Gebirgskette in einzelne Bergzüge und Hügelkuppen aufgelöst, und die dazwischen liegenden Pässe und Pforten begünstigen den Vormarsch niederdeutscher Tieflandsformen. Diese Verbindung des Berglandes mit dem Tiefland wird unterstrichen durch die Anlage des Gewässernetzes. Wohl reicht die Weser mit ihren Quellflüssen weit ins Hessische hinein, aber als Verkehrslinie hat sie erst Bedeutung innerhalb des Niederdeutschen Berglandes.

Am deutlichsten wird die Übergangsstellung in Pflanzenwelt und Klima. Atlantische Florenelemente dringen von Nordwesten weit hinein (Grenze von *Ilex aquifolia* über Hörter nach Hannover), und von Südosten nähern sich südöstliche Steppenheidepflanzen dem Bergland bis zur gleichen Linie. Dem entspricht auch die Verteilung von Eichen- und Buchenwäldern. Letztere überwiegen im Südosten, während nach Nordwesten der Eichen-Buchen-Mischwald und der hülsenreiche Eichenwald an Bedeutung gewinnen. Auch in kulturgeographischen Erscheinungen (Besiedlung, Siedelformen, Feldsysteme u. dgl.) lassen sich die Übergangsstellung und der klimatisch bedingte Gegensatz zwischen dem Südosten und Nordwesten erkennen und nachweisen¹²⁾.

Im Unterschied zum Rheinischen Schiefergebirge hat sich eine allgemein anerkannte Gliederung des Niederdeutschen Berglandes in Großlandschaften bis heute noch nicht durchgesetzt. Man kann bei einer solchen großlandschaftlichen Einteilung von verschiedenen Gesichtspunkten ausgehen. Legt man, wie beim Rheinischen Schiefergebirge, das Gewässernetz zugrunde, dann gibt es wiederum zwei Möglichkeiten: entweder setzt man Großlandschaft gleich Einzugsbereich und wertet die Wasserscheiden als Grenzen oder man nimmt, wie beim Schiefergebirge, die Hauptflüsse und ihre Täler als Scheiden der Großlandschaften.

Im ersten Falle würden sich von Westen nach Osten folgende Gebiete ergeben:

1. Das Emsgebiet mit den Einzugsbereichen der oberen Hase und der kleinen Aa.
2. Das Wesergebiet, das auch die Einzugsbereiche der Nebenflüsse Diemel, Nethe, Emmer, Werre, der oberen Hunte und der oberen Großen Aue umfaßt. Bis auf die beiden letzten münden die Nebenflüsse in die Oberweser (= Strecke von Hann.-Münden bis Minden)¹³⁾. Auffällig ist für dieses Gebiet die starke linksseitige Entwicklung. So entfallen von seiner Gesamtfläche, die etwa mit 6713 qkm berechnet

¹²⁾ Vgl. Müller-Wille, Feldbau in Westfalen, 1938.

¹³⁾ Engelking, Mittelweser, 1913, 7, lehnt die Bezeichnung Oberweser für diesen Abschnitt ab. Er geht von der Auffassung aus, daß die Werra auch dem Namen nach als Oberlauf der Weser zu gelten habe; mithin sei der Abschnitt Minden-Porta = Mittelweser. Ich schließe mich im folgenden aber der ebensou gut fundierten Ansicht von Keller, Weser und Ems, 1901, an.

wird, auf das linksseitige Gebiet 5361 qkm = 80 % und auf das rechtsseitige Gebiet nur 1352 qkm = 20 %¹⁴⁾. 3. Das Leinegebiet, das bis Hannover (also mit dem Einzugsgebiet der Innerste) etwa 4948 qkm groß ist¹⁵⁾. 4. Das nördliche Harzvorland, das vorwiegend dem Einzugsbereich der oberen Aller angehört.

Diese hydrographische Gliederung ist sehr unbefriedigend. Ganz allgemein gilt, daß Wasserscheiden allzu oft innerhalb eines einheitlich gebauten Gebietes verlaufen und damit eine gleichgeformte Landschaft zerschneiden. Am deutlichsten wird das zwischen dem Ems- und Wesereinzugsbereich. Hier ist zwischen Hase und Elbe die Wasserscheide so schwach ausgebildet, daß sogar eine Bifurkation entstand. Ebenso ist auch die Wasserscheide zwischen Oberweser und Leine keine markante Grenze. Sie teilt z. B. die einheitlichen Landschaften des Sollings, des Iths und des Süntels, ohne daß diese Trennung durch andere Kriterien gestützt wird.

So hat sich auch eine andere Gliederung durchgesetzt, die den inneren Bau und die Formenwelt berücksichtigt. Schon Guthe gab 1883 eine Einteilung des Niederdeutschen Berglandes in fünf Großlandschaften: 1. Hügelland nördlich des Harzes (= Harzvorland); 2. Ostfälisches Bergland (= südhannoversches oder Leinebergland); 3. Südhannoversches Triasplateau (= Sollinggewölbe); 4. Hannoversches Kohlengebirge (= Deister und Bückeberge); 5. Bergland im Westen der Weser (= Weserbergland).

Diese Gliederung ist auch heute noch am zweckmäßigsten. Nur haben sich die Namen vereinfacht und die Abgrenzungen ein wenig verschoben. Während Guthe Weser und Leine als gleichwertige Grenzen behandelt, sieht man heute in der Weser die wichtigste Scheidelinie. Schon das Wesertal bildet eine selbständige Landschaft innerhalb des Berglandes. Sein Grenzcharakter wird besonders betont durch die längs seines Ostufers hinziehenden, teilweise breit entwickelten Höhen des Sollings und Süntels. Mit 450 und 500 m überragen sie sogar das westlich der Weser gelegene Gebiet um 100—150 m. So sind es eigentlich nicht Wesertal und Weserfluß, sondern die östlich gelegenen Bergzüge, die dem Weserbergland ausgesprochene Schranken gegen Osten setzen. Auch klimatisch und pflanzengeographisch ist hier eine Grenze anzusetzen; denn nach Deppe¹⁶⁾ finden hier die Steppentriften und Steppenhaine, die im Ostfälischen Bergland häufig vorkommen, ihre Westgrenze. Nur im nördlichen Abschnitt, von Hessisch-Oldendorf abwärts, ist die Weser, die hier nach Westen umbiegt, nicht mehr als Grenze anzusprechen. Vielmehr ist das östlich der Weser gelegene Wesergebirge, das nach Aufbau und Streichrichtung eine direkte Fortsetzung der Wiehenkette darstellt, noch in das westliche Bergland einzubeziehen. Die Grenze verläuft hier von Fischbeck entlang dem Nahrenbach um den Westerberg über Langenfeld, Rannenberg, Buchholz, Kleinenbremen und Lerbeck. Die Bedeutung der Weser als landeskundliche Grenze wird noch durch Verwaltungsgrenzen unterstrichen. Abgesehen von kleinen Überschneidungen liegt die Grenze zwischen Westfalen und Hannover im Wesertal. So kann man also mit gutem Recht das Westfälische Bergland von dem Hannoverschen oder Ostfälischen Bergland¹⁷⁾ trennen, das **W e s e r b e r g l a n d** vom Leinebergland.

14) Berechnet nach Angaben aus Keller, Weser und Ems, 1901.

15) Der auf den Harz entfallende Anteil konnte nicht ausgesondert werden.

16) Steppentriften und Steppenhaine, 1926.

17) In neuerer Zeit ist Deppe wieder für die Verwendung der Bezeichnung Ostfalen eingetreten. Er versteht darunter das nördliche Harzvorland und das westlich des Harzes gelegene Berg- und Hügelland bis etwa zur Weser. Hier liegt die Grenze auf dem Kamm des Deisters, des Osterwaldes und des Iths und folgt der Weser von Holzminden bis Hameln. Im Süden zieht er die Grenze über die Flüsse Oder, Rhume, Leine, Ilme und Bever. Die Nordgrenze fällt etwa mit der Eisenbahnlinie Minden-Hannover-Obisfelde-Magdeburg zusammen. Die Einbeziehung des nördlichen Harzvorlandes halte ich indessen für verfehlt. M. E. ist dieses Hügelland als selbständige landeskundliche Einheit, als Großlandschaft, auszusondern. Dafür spricht vor allem seine Lage.

Der Name Westfälisches Bergland besteht auch zu Recht, wenn man die anderen Grenzen beachtet. Im Süden fällt der Lauf der Diemel weitgehend mit der Provinzgrenze zusammen. Zwar könnte man geneigt sein, die Großlandschaftsgrenze weiter südlich auf der Diemel-Wasserscheide anzusetzen; denn links und rechts des Flusses liegen die Landschaften in gleicher Höhe, und ebenso trifft man nördlich und südlich den gleichen Untergrund (Muschelkalk). Aber die Wasserscheide ist als Grenze zu wenig ausgeprägt, und sie umfaßt zudem noch das nach Norden vorgreifende Waldecker Buntsandsteinplateau, das zweifellos zum Hessischen Berglande zu rechnen ist. Auch ist zu bedenken, daß der tertiäre Vulkanismus südlich der Diemel das Landschaftsbild beherrscht, während nördlich des Flusses nur selten eine Basaltkuppe aufragt. Entscheidend sind aber klimatische und pflanzengeographische Verhältnisse. Das südliche Diemelland gehört schon ganz zum niederhessischen Lee- und Trockengebiet, und an den Diemelufeln findet die Vorsteppe Schwiers¹⁸⁾ ihre Nordgrenze. Beachtet man also alle naturlandschaftlichen Erscheinungen, dann ist die Diemel bzw. der sie begleitende Muschelkalk-Stufenhang als Grenze weit brauchbarer als die südliche Wasserscheide.

Im Norden gelten allgemein die Höhen des Weser- und Wiehengebirges als Grenze des Westfälischen Berglandes. Als schmale, aus jurassischen Schichten aufgebaute Rücken ziehen sie sich in leicht geschwungenem Bogen von der Schaumburg bei Hessisch-Oldendorf bis zum Gehn bei Bramsche. Im Osten halten sie sich in 270—280 m Höhe, um nach Westen allmählich auf 170 m abzusinken. Ursprünglich war für den gesamten Gebirgszug und die östlich anschließenden Höhen der Name Süntel gebräuchlich, der sich heute nur auf einen kleinen Teil beschränkt. Für die beiden Abschnitte westlich und östlich der Weser setzten sich die Namen Wiehen- und Wesergebirge durch. Wegner¹⁹⁾ bezeichnet den gesamten Höhenzug als Weserkette, ebenso angebracht wäre auch Wiehenkette, da sie Weser- und Emszuflüsse quert und damit unabhängig von der Hydrographie ist. Im allgemeinen ragt der Höhenzug 100 m über sein nördliches Vorland empor. Obgleich dadurch der Nordabfall sehr wirkungsvoll hervortritt, ist doch die Wiehenkette als Grenzbildner unbedeutend. Manche Pässe queren die Kette²⁰⁾ und ermöglichen gute Verbindungen. Zudem lockert sich nach Westen der Gebirgszug in zahlreiche Eggen und Hügelgruppen auf. Und schließlich sind die nördlichen Bergfußlandschaften den Binnenlandschaften besonders nach Bodenart und Bodentyp (Löß) so ähnlich, daß die scheidende Wirkung der Bergrücken nur gering zu veranschlagen ist. Die tatsächliche Nordgrenze des Weserberglandes liegt deshalb auch weiter nordwärts in jenem Bruch- und Moorstreifen, den heute der Mittellandkanal durchzieht. Sie läßt sich etwa über Böhlorst, Eilhausen, Lübbecke, Holzhausen, Preußisch-Oldendorf, Wittlage, Herringhausen, Kalkriese, Engter, Pente, Hesepe, Üffeln verfolgen. Damit werden auch die Vorhöhen (Oldendorfer Höhen, Kalkrieser Höhen und Gehn) in das Bergland eingeschlossen.

Nach Nordwesten ist die Grenze des Berglandes schwierig zu ziehen. Zwar schiebt sich hier der breite Klotz des Schafberges, aufgebaut aus karbonischen Schichten, wie der Pfropfen auf die Flasche zwischen die südliche und nördliche Höhenkette. Aber er reicht nicht aus, die Öffnung zu stopfen, so daß das Tiefland ungehindert entlang den Quellflüssen der Aa vorgreift. Wenn somit im Norden der Bruchstreifen noch als Hemmlandschaft gegenüber den von Norden kommenden Einflüssen gelten kann, so ist eine solche Abgrenzung im Nordwesten nicht mehr möglich. Hier verklingt das Bergland über ein Hügelland hin allählich ins Tiefland. Eine Grenze ist deshalb auch nur sehr willkürlich zu ziehen. Ich führe sie von dem Westabfall

¹⁸⁾ Schwier, H., Vorsteppe, 1928.

¹⁹⁾ Wegner, Geologie, 1926.

²⁰⁾ Spreitzer, Pässe und Durchbruchstäler, 1933.

des Gehn und der Larberger Egge über Westerkappeln (bzw. Wersen), entlang der Wasserscheide zwischen Düte und Aa über Mettingen und Recke und, dem Mittel-landkanal folgend, bis zu seiner Abzweigung vom Dortmund-Ems-Kanal.

Weit eindeutiger erscheint im Südwesten die Grenze des Teutoburger Waldes und der Egge. Im allgemeinen versteht man heute unter der Bezeichnung Teutoburger Wald, die sich erst seit den Befreiungskriegen durchsetzte, die in nordwest-südöstlicher Richtung streichenden Höhenzüge, denen sich erst bei der Völmerstot die südlich streichende Egge anschließt. Die im Mittelalter übliche Benennung Osning beschränkt sich heute nur auf den nordwestlichen Teil des Teutoburger Waldes bis zur Dören-schlucht, von dort bis Horn bezeichnet man ihn als Lippischen oder Lipper Wald²¹⁾. Der Teutoburger Wald ist ein Kettengebirge mit zwei bzw. drei parallelen Bergrücken. Die Höhenlage des Hauptkammes bewegt sich zwischen 300 und 380 m. Wie sein Nachbar, die Wiehenkette, ist er durch Pässe gegliedert, und das vermindert seine grenzbildende Kraft. Auch die Wasserscheide der Ems liegt durchweg auf dem niedrigen südlichen Rücken, so daß dem eigentlichen Kamm auch hydrographisch keine trennende Eigenschaft zukommt. Und schließlich ähneln manche Bergfuß-landschaften den Binnenlandschaften. So ist auch hier die Grenze des Weserberglandes mit einer südlich des Gebirgszuges gelegenen Höhenlinie anzusetzen, die etwa von 100 m im Westen allmählich auf 150 m im Osten ansteigt. Damit werden auch der Kleine Berg bei Bad Rothenfelde und die sehr schmalen, oft von Löß bedeckten Fußflächen am Osning ins Bergland einbezogen.

Erst mit dem Umbiegen der Bergketten in die südliche Richtung, im Bereich der Egge, tritt das Gebirge stärker als Schranke hervor. Seine durchgängigen Höhen betragen 400—470 m. Sie wirken aber keineswegs so imposant, weil die westlich vorgelagerte Paderborner Hochfläche ebenfalls auf 360 m ansteigt. Nur zu den Binnenlandschaften, der Steinheimer und Warburger Börde, beträgt der Höhenunterschied 150—200 m. Im Gegensatz zum Osning fehlen der Egge ausgesprochene Pässe. Wo sie vorhanden sind, liegen sie hoch und sind nur im steilen Anstieg zu erreichen. Zudem sind die zwei bis drei Rücken weiter auseinandergezogen. Zwischen ihnen liegen tiefeingelassene Längstäler. Ferner haben im östlichen Vorland zahlreiche Verwerfungen eine Fülle von kleinen Horsten und Senken geschaffen, die das Oberflächenbild noch mehr verwirren und den flüssigen und zügigen Durchgangsverkehr hindern. So ist die Egge mit ihrem Vorland ein kleines Grenzgebirge, das ganz zum Weserbergland zu rechnen ist. Die Grenze zur Westfälischen Bucht wird gemeinhin im Längstal von Schlangen und Buke nach Kleinenberg gezogen. Sie liegt also westlicher als die Wasserscheide zwischen Weser und Lippe, die dem Kamm des Gebirges aufsitzt.

Überblicken wir zusammenfassend die Grenzen des Weserberglandes, so ist fest-zustellen, daß das Westfälische Bergland, obgleich Glied des Niederdeutschen Berg-landes, verhältnismäßig stark nach Osten abgeschlossen ist. Weit leichter sind Bezie-hungen nach Süden, nach Nordwesten und Westen aufzunehmen. Dabei ist aus-schlaggebend, daß die Westflanke nicht von einem Mittelgebirge eingenommen wird — wie z. B. das Ostfälische Bergland vom Harz —, sondern von einem Tiefland, von der Westfälischen Bucht. Somit verdient das Weserbergland nach seiner Lage und nach der Beschaffenheit seiner Grenzen mit Recht den Namen Westfälisches Bergland. Wenn trotzdem von mir die Bezeichnung Weserbergland beibehalten wird, so ist dafür dreierlei maßgebend: Erstens ist die Hauptfläche dieses Berglandes der Weser tributär, zweitens liegt der größte Teil des Einzugsbereiches der Oberweser, und zwar rund 80%, auf der linken Seite innerhalb des Westfälischen Berg- und Hügellandes; und drittens wollte ich unschöne Zusammenstellungen wie Südost-westfälisches Bergland u. a. vermeiden.

21) Guthe, Braunschweig und Hannover, 1888, 483; Brüning, Niedersächsisches Land, 1933, 245.

II. Bau und Untergrund

(Abb. 3, 4, 21, Tab. 5)

In seiner ganzen Ausdehnung von der Diemel im Süden bis zur Ibbenbürener Bergplatte im Nordwesten gehört das Weserbergland zum Niederdeutschen Becken, dessen Südgrenze durch den sogenannten Niedersächsischen Uferrand²²⁾, der zuerst im Braunen Jura hervortrat, bestimmt wird. Daraus erklärt sich in erster Linie die großräumige Verteilung der Schichten, das Jüngerwerden der Ablagerungen von Süden nach Norden und die damit gegebene Gliederung des Weserberglandes in ein südliches Muschelkalkgebiet, ein mittleres Keupergebiet und ein nördliches Juragebiet. Diese regionale Anordnung der Formationen ist aber erheblich gestört; denn das Weserbergland ist ein Teil des saxonischen Bruchfaltengebirges. Im großen gesehen, bildet es zwar eine Schwelle gegenüber den Mulden im Südwesten und Nordosten, jedoch wird sein innerer Bau im einzelnen durch den Wechsel von schmalen, stark gestörten Sätteln und breiten, einfachen Mulden bestimmt. Letztere schließen sich in ihrem Schichtenaufbau weitgehend der regionalen Großgliederung an, dagegen liegen in den Hebungs- und Störungszonen ältere und jüngere Formationen in einem bunten Schollenmosaik nebeneinander und erzeugen infolge ihrer verschiedenen morphologischen Wertigkeit ein bewegtes Gelände. Beide Erscheinungen, regionale Verteilung der Schichten und Lage der Sättel und Mulden, sind somit für eine geologische und morphologische Gliederung des Weserberglandes von ausschlaggebender Bedeutung.

Die Sattelachsen. Entsprechend dem Rand des Rheinischen Massivs, der durch den Münsterländer Abbruch gekennzeichnet ist, verlaufen die Hebungsachsen im Weserbergland bogenförmig. In rheinischer Richtung beginnend, biegen sie allmählich nach Nordwesten und Westen in die hercynische Richtung um, wobei sie sich einander immer mehr nähern. Die entscheidende Hebungsachse verläuft vom Solling über P y r m o n t zum P i e s b e r g. Zwar besteht zwischen den einzelnen Abschnitten kein genetischer Zusammenhang. So wird z. B. das Sollinggewölbe durch die hercynische Elfasachse abgeschnitten, auch seine Westflanke findet in der Ostnordost streichenden Falkenhagener Grabenzone ein Ende, so daß keine Verbindung mit der Pyrmonter Schwelle besteht; trotzdem kann man, besonders im Vergleich mit dem an Egge und Teutoburger Wald hinziehenden Westfälischen Sattelbogen, im Pyrmonter Hebungsbereich die langsam nach Nordwesten umschwenkende Fortsetzung des Sollinggewölbes sehen.

Der Solling bildet mit Reinhardswald, Kaufungerwald und Bramwald ein großes, aus mittlerem und unterem Buntsandstein aufgebautes Gewölbe²³⁾, das im rheinischen Nordsüdstreichen angelegt ist, und dessen Firstlinie heute von der Weser durchzogen wird. Spärliche Basaltkuppen von vorwiegend rheinischer Orientierung sind über das Gewölbe verteilt und stehen in Beziehung zu schmalen, auch morphologisch deutlichen Gräben mit Miozänfüllung²⁴⁾. Das Sollinggewölbe entspricht also einer Aufbeulung im Sinne von Carlé²⁵⁾. Seine West- und Ostflanken nehmen jüngere Schichten ein; so folgen im Westen, im südlichen Weserbergland, mit schwachem Einfallen nach Westen auf den oberen Buntsandstein (Röt) der Muschelkalk mit seinen verschiedenen Abteilungen und der untere Keuper.

Die Pyrmonter oder Lippische Schwelle ist komplizierter gebaut²⁶⁾. Die beherrschende Formation ist der Keuper mit sämtlichen Stufen. Dabei übertreffen der

²²⁾ Stille, Weserbergland, 1925.

²³⁾ Frebold, Hannoversches Bergland, 1928. Bubnoff, Geologie von Europa, 2. Bd. 3. Tl., 1917.

²⁴⁾ Cloos, Hebung, Spaltung, Vulkanismus, 1939.

²⁵⁾ Carlé, Die Beulen im deutschen Saxonikum, 1939.

²⁶⁾ Naumann u. Mestwerdt, Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland, 1921.

Kohlenkeuper mit seinen festen Bänken, Dolomiten und Sandsteinen und der Rhät die zweite Stufe, den Gipskeuper erheblich an Fläche. Wichtiger sind für die Erkenntnis des tektonischen Baues die verstreuten Vorkommen von Muschelkalk, Buntsandstein, Jura und Tertiär. Ihre Anordnung beweist, daß das Lippische Hebungsgebiet nicht eine einfache Südost-Nordwest gerichtete Aufwölbung ist, sondern aus einer Reihe von Sätteln und Mulden, von Hebungs- und Senkungsfeldern besteht²⁷⁾.

Der südliche Abschnitt der Pyrmonter Achse bis Alverdisen ist einfach gebaut. Die Schichten sind flach aufgesattelt und lagern auf beiden Flügeln ziemlich ungestört. Der Kern des Sattels besteht um Pyrmonnt aus mittlerem Buntsandstein, rings umgeben von Röt und Muschelkalk, der als oberer Muschelkalk bis Alverdisen (Saalberg 337 m) zu verfolgen ist. Im zweiten Abschnitt, von Alverdisen bis Schwellentrup, verschmälert sich die Hebungszone merklich; Muschelkalk tritt zugunsten des Kohlenkeupers zurück. Die Schichten sind nur wenig aufgesattelt, und die Flügel, bestehend aus einer regelmäßigen Folge von Gipskeuper und Rhät, sind durch Verwerfungen gegen die Hebungszone abgesetzt. Bei Schwellentrup, zwischen Schloß Sternberg und Göttentrup, ist sogar eine Hebung nicht mehr festzustellen; hier lagert der indifferente Gipskeuper. Diese Tatsache wird durch zwei sich kreuzende Bewegungen erklärt. Von Westsüdwest nach Ostnordost streicht hier eine Senkungszone in Falkenhagener Richtung, die durch Querbrüche begrenzt wird und in deren Fortsetzung die Liasmulde von Bösingfeld im Osten und der Dörentruper Tertiäreinbruch im Westen liegen. Senkung und Hebung fanden wahrscheinlich zu gleicher Zeit statt und hoben sich im Bereich der Sattelachse auf²⁸⁾. Nördlich von Schwellentrup verändert sich im dritten Abschnitt das Hebungsgebiet noch mehr. Es verbreitert sich erheblich und löst sich in mehrere Spezialsättel auf. Hier findet also nicht, wie man häufiger lesen kann, eine Gabelung oder Verzweigung der Pyrmonter Achse statt, sondern man beobachtet, wie Naumann und Mestwerdt²⁹⁾ betonen, „ein Nebeneinanderauftreten einzelner Hebungsbezirke von räumlich sehr verschiedenem Ausmaße, ein Faltungsgebiet mit dicht aneinander gedrängten zerrissenen Sätteln und Mulden“.

Diese strukturellen Unterschiede sind nicht nur geologisch, sondern auch orographisch so wesentlich, daß man in Hinblick auf eine naturräumliche Gliederung das nördliche Hebungsgebiet, das Lipper Gebiet, von dem südöstlichen, dem eigentlichen Pyrmonter Gebiet trennen sollte. Im Lipper Hebungsbereich enthalten die Sattelkerne durchweg Muschelkalk und ab und an auch Buntsandstein. In den Mulden lagern Kohlenkeuper, Gipskeuper, Rhät und Lias. Im Südwesten unterscheiden Naumann und Mestwerdt fünf Hebungsfelder³⁰⁾: 1. das Kleeberger Muschelkalkgebiet und seine Umgebung, 2. das Muschelkalkgebiet bei Lüdenhausen, 3. die Wellenkalkhebung von Brosen, 4. die Buntsandsteinaufpressung bei Lüerdissen und 5. die Muschelkalkhebung von Huxol und Niederntalle. Die Streichrichtung der kurzen Sattelachsen wechselt, neben Südsüdost-Nordnordwest findet sich auch die Nordsüdrichtung. Unter den entsprechenden Senkungsfeldern werden genannt: 1. die Bavenhauser Keuperversenkung, 2. der Keupergraben von Lüerdissen, Rentorf, Waterloo und Elend und 3. der Keupereinbruch von Talle. Sehr bedeutend sind auch die Aufsattelungen und Einmuldungen im Nordwesten. An der Ostgrenze liegt der 9 km lange Kaldorfer Sattel mit oberem und mittlerem Muschelkalk. Die mit Kohlenkeuper und Tertiär ausgefüllte Rafelder Mulde trennt ihn von den Muschelkalk-

²⁷⁾ In Anlehnung an Stille wollen Naumann und Mestwerdt mit den Namen Hebungs- und Senkungsfeld zunächst nur andeuten, in welchem Lagerungsverhältnis die verschiedenen Bezirke zueinander erscheinen, ohne damit genetische Vorgänge zu verbinden.

²⁸⁾ Naumann u. Mestwerdt, Gebirgsbau im Lippischen, 1921, 88.

²⁹⁾ Naumann u. Mestwerdt, Gebirgsbau, 1921, 90.

³⁰⁾ Naumann u. Mestwerdt, Gebirgsbau, 1921, 90 f.

aufsattelungen bei Hohenhausen und Plögerhof. An diese schließt sich die Valdorf-Hohenhauser Mulde an. Ihr folgt die Wehrendorfer Hebung mit zahlreichen Aufpressungshorsten. — Im nordwestlichen Abschnitt, im Herforder Keupervorsprung, ist die Hebung wieder schwächer. Im Hollenhagener Sattel ist sie noch gut zu verfolgen; dieser baut sich aus oberem Muschelkalk und unterem Keuper auf. Allmählich verflacht der Sattel und taucht unter; die Sattelflügel, bestehend aus Gipskeuper, schließen sich zusammen. Nur mit Mühe konnte Mestwerdt³¹⁾ eine geringfügige Schichtenstörung im Fortstreichen durch Schwarzenmoor und auf Löhne verfolgen.

Das sog. Lippische Weserbergland ist also tektonisch ein vielgestaltiges Hebungsgebiet, dessen Charakter mit der Bezeichnung Pyrmonter Achse nur schlagwortartig und ungenau umrissen ist. Für unsere Fragestellung ist wesentlich die Trennung des einfach gebauten südlichen Abschnittes, des Pyrmonter Sattels im engeren Sinne, von dem Lipper Hebungsgebiet im Nordwesten mit seiner differenzierten Spezialfaltung.

In dem Ravensberger Juragebiet hat Burre³²⁾ den Verlauf der Hebungssache erst 1926 durch seine Spezialkartierung genauer festlegen können. Im allgemeinen tritt die Aufsattelung sehr schwach hervor, und nur die hier und dort vorkommenden Keuperfetzen ermöglichen es, sie im Gelände einigermaßen zu fixieren. Es wäre deshalb angebracht, diesem bis zu den Meller Bergen reichenden Abschnitt einen eigenen Namen zu geben und ihn als Herforder Achse zu bezeichnen. Von Südosten kommend, biegt die Lipper Achse südlich Löhne nach Osten um und stößt hier auf eine nordwest-südöstlich streichende Verwerfung, die zugleich die Grenze zwischen dem Lipper Keupergebiet und der Herforder Liasmulde bildet. Parallel zur Verwerfung zieht eine Spezialaufsattelung, die im Schweichler Berge und Kahlen Berge auch orographisch bemerkbar ist. Im Scheitelpunkt des Schweichler Berges setzt die Herforder Hebungssache an. Sie hält vorerst die ostwestliche Richtung ein, um allmählich nach Westnordwest umzubiegen. Zwischen Siele und Besenkamp ist die Aufwölbung am geringsten, doch ist eine typische Sattelbildung mit älteren Liasschichten im Kern (Angulatusschichten) noch zu erkennen. Es fehlt also Keuper, und so sind hier die Liasschichten im Norden und Süden durch eine breite Pforte miteinander verbunden. Ob die Herforder Aufsattelung von Verwerfungen begleitet wird, konnte wegen der diluvialen Bedeckung nicht festgestellt werden. Bis Riemsloh zeigt wieder Keuper den Sattelnern an, der an den Niederungen des Violnbaches und der Else endet, wo der Untergrund der Beobachtung entzogen ist. Es scheint, daß die Hebungssache südlich der Else ein Ende hat und nördlich bei Düingsdorf mit dem gleichen Streichen neu einsetzt. Zwischen den Keuperhöhen bei Riemsloh und denen bei Düingsdorf ist daher eine von den Tonen des oberen Keupers und des Lias eingenommene Mulde anzunehmen. Weiterhin wird die Aufsattelung wieder durch eine Südwest-Nordost streichende Mulde bzw. durch einen Graben unterbrochen, den im Westen das Hochgebiet des Meller Keuperhorstes begrenzt³³⁾.

Bei den Meller Höhen beginnt der letzte Abschnitt der zentralen Hebungssache, die Piesbergachse. Die Aufsattelung nimmt hier, im Bereich der eigentlichen Osningschwelle, weit größere Ausmaße an als im Herforder Gebiet. So dringen auch durch die Grundschicht, den Jura, eine Reihe älterer Ablagerungen an die Oberfläche. Nördlich der Meller Höhen besteht der Sattelnern noch aus mittlerem Keuper, weiter nach Nordwesten taucht schon Muschelkalk auf, bei Schleddehausen wird Buntsandstein sichtbar, und am Piesberg tritt sogar Carbon zutage. Im allgemeinen behält die Piesbergachse die ostwestliche Richtung bei, erst westlich der

31) Mestwerdt, Erl. Bl. Herford-Ost, 1922, 38.

32) Burre, Erl. Bl. Herford-West, 1926.

33) Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939, 10.

Hase schwenkt sie nach Nordwesten ab und läßt sich hier an Hand einiger Reste von Buntsandstein über Wersen nach Vinte verfolgen. Ob hier der sog. Wiehengebirgsabbruch ihr eine Grenze setzt, ist fraglich, da dieser Abbruch selbst hypothetisch ist ³⁴⁾.

Die Piesbergaufsattelung ähnelt in ihrem Bau dem Lipper Hebungsgebiet. Stark zerstückelte Schollen wechseln mit regelrechten Sätteln, hin und wieder schieben sich Spezialsättel und -mulden ein, und ebenso fehlt es nicht an flexurartigen Verbiegungen. Im Osten liegt die Achse nördlich der Meller Höhen (216 m). Diese stellen ein Südwest-Nordost streichendes Horstgebiet von mittlerem Keuper dar, welches rings von Verwerfungen umgeben ist und in sich wieder in mehrere Schollen zerfällt. Mit ihren nordöstlich streichenden Kämmen bilden die Meller Höhen in der Tektonik und Morphologie unserer Gegend eine sonst wenig ausgeprägte, auffallende Erscheinung ³⁵⁾. Bis Schleddehausen ist die Piesbergaufsattelung sehr verwickelt gebaut ³⁶⁾. Streichende und querende Verwerfungen und Sonderfaltungen stören das Bild eines regelmäßigen Sattels. Der Südflügel ist noch verhältnismäßig einfach: vom mittleren Muschelkalk bis zum Rhät folgen die Schichtglieder regelmäßig aufeinander. Im Norden sind hingegen zwei Achsen zu unterscheiden: eine südliche Sattellinie, durch Wellenkalk gekennzeichnet, verläuft als sogen. Hiddinghäuser Achse von Niederholsten bis Hiddinghausen im Tal entlang, kreuzt dort einen Querschnitt, in dem Röt zutage tritt. Die nördliche Achse, von Dienemann ³⁷⁾ Gramberger Achse genannt, zieht nordwestlich von Oberholsten (Eimkenort 201 m) über Johann Brink (156 m) nach Perk. Diese Aufsattelung ist nur 3—4 km lang. Wellenkalk und Buntsandstein bilden den Kern ³⁸⁾. — Weiter im Westen ist die Piesbergachse einfacher gebaut. Sie zieht über den Altschiedehäuser Berg bis zum Wülfter Berg anfänglich in Nordwestrichtung, um dann über Bahnhof Belen bis zum Piesberg die ostwestliche Richtung aufzunehmen. Doch fehlt es nicht an begleitenden, kleineren Spezialsätteln und -mulden, die besonders südlich der Hauptachse entwickelt sind und den Südflügel erheblich verbreitern. So liegt östlich von Schleddehausen der Wellinger Sattel (Wellinger Berg mit unterem Keuper); weiterhin folgt der Keupersattel von Schinkel-Gretesch, dem sich die Dodeshauser Rhätmulde anschließt, und endlich erhebt sich westlich von Osnabrück der Muschelkalksattel des Westerberges ³⁹⁾.

Die Betrachtung der Haupthebungssache und ihrer einzelnen Abschnitte offenbart somit eine Fünfgliederung des Weserberglandes, die uns auch bei der Darstellung der Geländeformen immer wieder entgegengetreten wird. Das südliche Gebiet, das Oberwälder Land, ist auf das Sollinggewölbe eingestellt. Das mittlere Keupergebiet wird beeinflusst und gestaltet von der Pyrmonter Achse, die nach ihrem Aufbau in zwei Abschnitte zerfällt, in den einfach gebauten Sattel des Pyrmonter Gebietes und das komplizierte Hebungsgebiet des Lipper Berglandes. Das Ravensberger Juragebiet wird hingegen von einer wenig auffälligen Hebungsachse durchzogen, während das Osnabrücker Land mit seiner Piesbergaufsattelung und dem Vorkommen von Muschelkalk, Keuper, Buntsandstein und Carbon starke tektonische Bewegungen offenbart.

Von den Hebungsstreifen, die der zentralen Aufsattelung parallel laufen, ist der Westfälische Bogen ⁴⁰⁾ der bedeutendste. Als schmale Bruchfaltenzone umfaßt

³⁴⁾ Niemeier, Tecklenburg-Osnabrücker Hügelland, 1928, 16.

³⁵⁾ Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939, 11.

³⁶⁾ Haack, Erl. Bl. Schleddehausen, 1930, 57 ff.

³⁷⁾ Dienemann, Piesberg-Pyrmonter Achse, 1928.

³⁸⁾ Nach Niemeier, Tecklenburg-Osnabrücker-Land, 1928, ist die Gramberger Achse die Hauptachse. Letztere legt er nördlich von Grambergen, während Stille sie auf einer Übersichtskarte südlicher eingezeichnet hat. Niemeiers Auffassung wurde durch die von Haack durchgeführte Spezialkartierung, Blatt Schleddehausen, 1930, bestätigt.

³⁹⁾ Haack, Erl. Bl. Schleddehausen, 1930, 60 und Haack, Erl. Bl. Osnabrück, 1930, 8.

⁴⁰⁾ Bubnoff, Geologie Europas, 1936.

er die Hebungs- und Senkungsfelder der Egge und des Osning. Stille⁴¹⁾ spricht deshalb auch vom Egge-Osningbogen. Er umrahmt in einem Viertelkreis die Rheinische Masse und lehnt sich in seinem Verlauf eng an den Münsterländer Abbruch an.

Im Eggegebirge unterscheidet Stille⁴²⁾ von Süden nach Norden vier Achsen: 1. die Warburger Achse, 2. die Driburger Achse mit ihrer Gabelung in Netheberg- und Rehberg-Achse, 3. die Berlebecker Achse und 4. die Osning-Achse mit ihrer südlichen Fortsetzung, dem Herster Rötsattel. Die Lage der durch die Achsen gekennzeichneten Hebungsfelder ergibt sich ohne weiteres aus dem Auftreten älterer Gesteine: Buntsandstein (ausschließlich Röt) und Zechstein. Der Bau der Sättel ist sehr verschieden. „Bald haben wir es mit einfachen Aufsattelungen zu tun, ... bald ragen von Verwerfungen umgrenzte Horste auf, ... aber auch in letzteren Fällen pflegen die Schichten seitwärts der Horste sattelförmige Anordnung zu zeigen, ... bald ist nur noch ein Flügel des Sattels über Tage vorhanden, der andere aber in die Tiefe gesunken“⁴³⁾. Es handelt sich also nicht um Sättel im gewöhnlichen Sinne, sondern um „horstförmige Auftreibungen inmitten sattelförmig gestellten Schichten, um einseitig geneigte Tafeln älterer Schichten, deren Gegenflügel unter jüngeren Schichten versenkt liegen“. Zwischen den Hebungsfeldern erstrecken sich die Senkungsfelder. Von ihnen sind am bedeutendsten das Rimbecker Senkungsfeld zwischen Warburger Achse und dem Scherfeder Abbruch, das südliche Egge-Senkungsfeld zwischen Netheberg-Achse und Warburger Achse, die Alhausen-Kühlser Versenkung zwischen Osning- und Rehberg-Achse und das nördliche Eggesenkungsfeld zwischen Berlebecker und Rehberger Achse. Durchweg sind die Senkungsfelder mit jüngeren Schichten, mit Jura und Keuper, ausgefüllt. — Das Besondere am Verlauf der Hebungsachsen des Eggegebirges ist, daß sie bei anfänglicher Süd-nord-richtung nach Nordwesten umbiegen. Das hat zur Folge, daß die drei südlichen Achsen unter der westfälischen Kreidedecke verschwinden, die Warburger Achse bei Borlinghausen, die Nethebergachse bei Neuenheerse und die Rehberg-Achse bei Altenbeken. Das von ihnen eingenommene und bis zur Berlebecker Achse reichende Bruchfaltengebirge im geologischen Sinne, das Eggevorland in topographischer Bezeichnung, wurde nach Ansicht von Stille⁴⁴⁾ schon vor der Kreidezeit angelegt, so daß das Eggegebirge strukturell und entwicklungsgeschichtlich von dem anschließenden Osning wohl zu unterscheiden ist. Die frühe Entstehung hatte zur Folge, daß die Kreide im Eggeabschnitt nur sehr flach nach Westen einfällt (4°). Erst ab Horn mit dem Beginn des Lippischen Waldes und den postcretazeisch beeinflussten oder entstandenen Berlebecker und Osning-Achsen ist die Kreide steil aufgebogen (30°, bei den Externsteinen sogar 85°).

Damit beginnt ab Horn ein zweiter Abschnitt des Westfälischen Bogens, der Osning im geologischen Sinne. Abgesehen von der kleinen Strecke im Süden, wo die Berlebecker Achse noch entwickelt ist, beherrscht im ganzen nur eine Hebungachse den geologischen Bau, die Osning-Achse. Sie verläuft ab Horn durchweg in Nordwestrichtung am Nordabfall des Teutoburger Waldes entlang. Erst bei Iburg biegt sie für eine kleine Strecke nach Norden ab, um dann über den Hügell zur Carbonscholle der Schaffbergplatte zu ziehen, von der aus sie sich noch weiter über die Ems hinaus verfolgen läßt. Bis Borlinghausen zeigen Buntsandstein und Muschelkalk die Lage der Hebungachse an, in den sehr schmalen Senkungsfeldern liegen Keuper und Jura. Zwischen Borlinghausen und Iburg füllt hingegen der Jura

41) Stille, Erl. Bl. Driburg, 1908, 63.

42) Erl. Bl. Driburg, 1908 mit tektonischer Übersichtskarte 1:100.000.

43) Stille, Bl. Driburg, 1908.

44) Nach Stille, Erl. Bl. Driburg, 1908, 63, nimmt die Berlebecker Achse eine Mittelstellung ein; sie ist zu einem großen Teil präcretazeisch, aber die Verschiebungen der Kreide sind dort, wo sie (die Achse) mit der Kreidemulde sich berührt, wesentlich bedeutender als die der Kreide in der Region der Warburger und Driburger Achse.

innerhalb der Unterkreide durchweg den Sattelkern, bis wieder ab Iburg ältere Schichten, Buntsandstein und Carbon, im Sattelhöchsten zutage treten. Auch der Bau des Osningsattels ist in den einzelnen Abschnitten nicht einheitlich. Nach den Lagerungsverhältnissen der Schichten am Nord- und Südflügel lassen sich vier Typen herausstellen (Abb. 21).

Der Bielefelder Typ, der bis zum Quertale von Borgholzhausen zu verfolgen ist, entspricht dem von Stille erstmalig gegebenen Idealschema⁴⁵⁾. Bei ihm ist der aus Trias bestehende Nordflügel auf den nach Süden überkippten, aus Kreide bestehenden Südflügel überschoben. Die Kreide fällt hier also steil nach Nordosten ein. Am Nordflügel ist der Einfallswinkel weit geringer, meist 15—40°. Ursprünglich deutete man die mit jüngeren Schichten erfüllten Streifen als Gräben, die von oben in den Muschelkalk eingebrochen seien. Neuerdings nimmt jedoch Stille⁴⁶⁾ an, daß die jüngeren Schichten einer unter ihnen liegenden Gebirgsmasse angehören, also nicht Gräben, sondern Fenster darstellen. Somit liegt die Überschiebung nach Südwesten nicht nur ganz flach, sondern kann nördlich nochmal aufsteigen. „Der Nordflügel würde dann in kleinem Ausmaße an eine alpine Decke erinnern.“

Nach Süden hin, im Lippischen Walde, ändern sich die Verhältnisse entsprechend der Übergangsstellung dieses Gebietes zwischen dem vorcretazeisch angelegten Eggesystem und dem postcretazeischen Osningsystem ein wenig. Hier, beim Detmolder Typ, liegt die Hebungssache sehr weit im Vorland⁴⁷⁾. Ihr Verlauf ist durch Röt und Muschelkalk gekennzeichnet. Die Folge ist, daß die Kreideschichten nicht immer überkippt sind, sondern, wenn auch ab und an sehr steil, nach Westen bzw. nach Westsüdwest einfallen. Dieser Typ hält an bis etwa Örlinghausen, wenn auch manchmal ähnliche Lagerungsverhältnisse wie im Bielefelder Abschnitt eingeschaltet sind.

Der Osnabrücker Typ ist weit unregelmäßiger gebaut. Bezeichnend ist, daß Nord- und Südflügel oft gleiche oder sehr verwandte Formationen aufweisen. So liegen schon ab Borgholzhausen am Nordflügel Wealden und Jura, die Trias taucht nur in kleineren, losgerissenen Schollen auf. Älteres Gebirge (Jura) beschränkt sich auf die Osningspalte. Eine Überschiebung kann nach Ansicht von Haack⁴⁸⁾ nicht vorliegen. Auch die Überkipfung am Südflügel ist nur selten zu beobachten, im allgemeinen fallen die Krideschichten nicht sehr steil nach Süden ein. Zum letzten ist der Nordflügel ab und an ein wenig eingemuldet (Dörenbergmulde).

Den letzten Abschnitt der Osnung-Achse umfassen die Carbon-Erhebungen des Hügglers und der Schafbergplatte mit dem Tecklenburger Typ. Sein Bau ist äußerst kompliziert⁴⁹⁾. Von einem sattelförmigen Gebilde, wie es z. B. beim Piesberg, der dritten paläozoischen Aufragung, gut zu beobachten ist, kann hier kaum die Rede sein. Zahlreiche Verwerfungen durchsetzen die Aufsattelung, umrahmen unter anderem die Schafbergplatte, die mehr einem zerstückelten Horst gleicht. Es sind also kleine Schollen ohne bemerkenswerten Sattelbau. Auch die zwischen Hüggler und Schafberg gelegenen Buntsandsteinreste bilden ein mosaikartiges Schollengewirr⁵⁰⁾.

So läßt sich also der Egge-Osnungbogen ebenfalls in fünf Abschnitte gliedern, die sich weitgehend an die einzelnen Abschnitte der zentralen Hebungszone anschließen. Das Eggesystem beherrscht den Westrand des Oberwälder Landes, für das Pyrmonter Gebiet fehlt im Westen eine Parallele, dagegen bildet die Übergangsform des Detmolder Abschnittes den westlichen Abschluß des Lippischen He-

45) Stille, Gebirgsbau des Teutoburger Waldes, 1900; Osningsfaltung, 1910.

46) Stille, Osnungüberschiebung, 1925. Mestwerdt, Erl. Bl. Brackwede, 1926.

47) Stille-Mestwerdt, Erl. Bl. Detmold, 1911, und Bl. Lage, 1912.

48) Haack, Erl. Bl. Iburg, 1930.

49) Haack, Paläozoikum des Osnabrücker Landes, 1941.

50) Haack, Erl. Bl. Lengerich, 1930, 4.

bungsgebietes. Der Bielefelder Typ des Osnings begegnet uns an der Südwestgrenze des Ravensberger Juragebietes, und der Osnabrücker Typ beherrscht die Südflanke des gleichnamigen Hügellandes. Nur der letzte Abschnitt vom Hügell bis zum Schafberg findet in der Mittelachse keine Parallele. Vielmehr ist hier, im Tecklenburger Land, die Osnung-Achse selbst die weit nach Westen vorstoßende zentrale und einzige Hebungslinie.

Mit dem zentralen und westlichen Hebungsbogen sind die entscheidenden Strukturelemente des Weserberglandes erfaßt. Die östlichen und nördlichen Aufsattelungen sind von sekundärer Bedeutung. Sie liegen zudem schon außerhalb des Westfälischen Berglandes. So nähert sich die das Sollinggewölbe abschließende *Elfas-Achse* nur südlich von Hameln der Weser⁵¹⁾. Über Frenke und Latferde streicht sie das Wesertal entlang über Kirchohsen-Ohsen. Von hier aus ist ihr weiterer Verlauf unter dem Taldiluvium der Beobachtung entzogen. Erst im Hamelner Stadforst erscheint die Sattelachse wieder an der Oberfläche. Nach Norden schließt der *Hameln-Holtener Triassattel* an, eine Schichtaufsattelung, die sich in nordwestlicher Richtung von Rhorsen bis etwa Fischbeck verfolgen läßt, und die sich auch orographisch als kleine Hügellandschaft vor dem Süntel bemerkbar macht.

Von Hameln bis Lübbecke am Wiehengebirge fehlt eine der zentralen Hebungszone entsprechende Aufsattelung. Vielmehr fallen hier die an den Keuper des Lippischen Hebungsbereiches sich anreihenden jüngeren Schichten, Jura und Kreide, allmählich nach Norden zu der großen Hunte-Wesermulde ein, die schon im Westfälischen Tiefland liegt. Damit hebt sich das untere Oberwesergebiet, welches die Talweitungen von Rinteln und Oldendorf, die Weserkette und das Vorland umfaßt, als eine besondere geologische Einheit innerhalb des Weserberglandes heraus. In der wenig gestörten Lagerung der Schichten ähnelt es weitgehend dem Ravensberger Juragebiet. Man kann es als Rintelner Gebiet bezeichnen.

Erst von Lübbecke ab macht sich eine nördlich des Wiehengebirges verlaufende Aufsattelung bemerkbar, deren Verlauf die *Limbergachse*⁵²⁾ angibt. Sie läßt sich über die Oldendorfer Höhen, den Kalkrieser Berg bis zum Gehn westlich von Bramsche verfolgen. Ältere Gesteine kommen im Sattelkern nicht zutage, wie überhaupt diese Aufsattelung nicht sehr kräftig ausgebildet ist.

Die Zwischengebiete. Mit den Sattelachsen sind wichtige Leitlinien für das Verständnis der Oberflächenformen in ihrem Verhältnis zum tektonisch-stratigraphischen Bau gegeben. Doch dürfen nicht die zwischen ihnen liegenden Gebiete übersehen werden. Zwar werden sie bei der Definition des Bruchfaltengebirges ganz allgemein als breit entwickelte Mulden gekennzeichnet, dennoch besitzen sie in ihrem Aufbau zahlreiche Sonderformen, die bei einer auf die elementare Formenlandschaft abzielende Betrachtung wohl zu beachten sind.

Verhältnismäßig einfach ist der Bau des Gebietes zwischen Solling und Eggesystem. Eine breite, fast kreisrunde Mulde, erfüllt mit unterem Keuper, liegt um Borgentreich, nach Westen nur durch den Peckelsheimer Graben, der von Norden nach Süden zieht, etwas gestört. An die Borgentreicher Keupermulde schließt sich nach Norden die Brakeler Muschelkalkschwelle an⁵³⁾. Dieses Gebiet besitzt im Ostwestprofil einen flachmuldenförmigen Bau, unterbrochen durch eine im rheinischen Nordsüdstreichen angelegte Senke (Hainhausen). Hingegen erscheint das Brakeler Gebiet im Nordsüdpofil als flacher Sattel, dessen breiter Muschelkalkkern nach beiden Seiten allmählich unter Keuper taucht. Erst mit Annäherung an

⁵¹⁾ Grupe, Erl. Bl. Kirchohsen, 1916.

⁵²⁾ Stille u. Brinkmann, Südliches Oldenburg, 1930.

⁵³⁾ Weissermel, Erl. Bl. Brakel, 1929.

das Pyrmonter Hebungsgebiet treten größere Störungen auf. Besonders auffällig ist das zwischen der Osning- und Elfas-Achse eingeschaltete 40 km lange Falkenhagener Störungssystem⁵⁴). Es besteht aus einer Reihe von Gräben, die mit Jura ausgefüllt sind. Im Westen häufen sich solche Formen, nach Osten hin verschwinden die Gräben bis auf einen, der bis an die Weser (Polle) zu verfolgen ist. Grupe⁵⁵) sieht im Falkenhagener System eine Mulde zwischen der Brakeler und Pyrmonter Aufsattelung. Lotze⁵⁶) lehnt diese Auffassung schon wegen der Streichrichtung ab, er erklärt ihre Entstehung aus der Überschneidung zweier Aufwölungsrichtungen, der rheinischen im Süden und der hercynischen im Norden.

Im **Pyrmont-Osning-Gebiet** haben die Schichten zwischen der Pyrmonter Hebungssache und der Detmolder Osningachse im allgemeinen eine ungestörte, fast horizontale Lagerung. Doch lassen sich hier einige schwache Sättel und Mulden unterscheiden, die für die Beurteilung der heutigen Oberflächenformen wichtig sind⁵⁷). Ihre Achsen streichen im Südosten in nordwestlicher Richtung, während im Westen eine mehr nördliche Richtung innegehalten wird. Beide Richtungen scharen sich im Nordwesten, so daß das Detmolder Zwischengebiet ein Spiegelbild des Lipper Hebungsgebietes darstellt.

An den Pyrmonter Sattel legt sich zunächst die Nassengrunder oder Winterberger Mulde, heute ein auf 400 m ansteigendes Hochgebiet. Dann folgt der Blomberger Sattel, heute ein breites Becken, dem sich nach Westen die Mossenberger Mulde anschließt, die heute wieder ein Hochgelände ist. An sie reihen sich auf Blatt Detmold ein zerstückeltes Hebungsgebiet von Wehren bis Cappel, die schmale Dorlaer Mulde (Oberschönhagen) und der Vahlhauser Sattel, der nach Westen durch eine nordsüdlich ziehende Verwerfung abgeschnitten wird. Dieser stete Wechsel, der sich auch in der raschen Folge verschieden harter Gesteine widerspiegelt, bedingt zum großen Teil das bewegte Relief des Detmolder Hügellandes.

Auch im Osten, im Gebiet zwischen der Pyrmonter Achse und der verlängerten Elfas-Achse, fallen die Schichten des Keuper nicht gleichmäßig zur Weser hin ein. Vielmehr liegt unmittelbar an der Weser eine breite Aufsattelung, der Wennenkamper Sattel⁵⁸), dessen Achse von Nordnordwest nach Südsüdost, von Wennenkamp bis Selxen bei Groß-Berke verläuft. Dieser Sattel, heute zum großen Teil als Hochgebiet entwickelt, trennt zwei kleine Mulden, die Exter Mulde oder Silixer Mulde im Westen und die Rieper Mulde im Osten. Die Mulde von Silixen streicht ungefähr von Südsüdost nach Nordnordwest. Ihre Achse folgt ungefähr der Linie Fütig-Rinteln. Die Mulde ist nicht allseitig geschlossen, sondern öffnet sich nach Norden, indem ihre Flügel in die Richtung der Weserkette umbiegen. Nach Süden stößt sie bei Bösingfeld auf eine ostwestlich, im Sinne der Falkenhagener Richtung verlaufende Einmündung von Liasschichten. Die Rieper Mulde schiebt sich heute als Hochgebiet in ähnlicher Streichrichtung zwischen den Hamelner Triassattel und den nach Süden ausklingenden Wennenkamper Sattel. Diese Spezialsattelung hat zur Folge, daß sich das zentrale Hochgebiet der Pyrmonter und Lipper Aufsattelung bis zur Weser ausweitet, und daß der Lias in zwei Buchten, von Rinteln und von Hessisch-Oldendorf aus, sich in das Keupergebiet vorschiebt.

Weit einfacher sind die Ravensberger Zwischengebiete gebaut. Zwischen Herforder Achse und Osning-Achse liegt die bekannte Herforder Liasmulde, deren Schichten sehr flach einfallen. Im Norden zwischen Herforder und Limberger Achse lagern die Schichten ebenfalls sehr flach, doch nimmt man an, daß Spezialmulden,

54) Lotze, Das Falkenhagener Störungssystem, 1931.

55) Grupe, Erl. Bl. Schwalenberg, 1926.

56) Lotze, Das Falkenhagener Störungssystem, 1931, 118.

57) Mestwerdt, Erl. Bl. Blomberg, 1911, 32.

58) Grupe, Erl. Bl. Arzen, 1928, und Naumann, Erl. Bl. Rinteln, 1922.

Tabelle 5

Morphologischer und hydrographischer Wert der Gesteine im Weserbergland*

	Formation und Schichten	Gesteinsart	Mächtigkeit m	Durchlässigkeit		Wasserführung			Geländeform				
				gut	gering	gut	mittel	gering	Steilhang	Flachhang	Platte Ebene	Mulde	
	Turon												
	Cuvieri-Sch.	Kalk	40	■					■				
	Scaphiten-Sch.	Kalk	80	■					■				
	Brogniarti-Sch.	Kalk	100	■					■				
	Labiatus-Sch.	Mergel	20		■			■		■			
Kreide	Senoman												
	oberer C.	Kalk	30	■					■				
	unterer C.	Mergel/Kalk	40		■				■			■	
	Gault												
	Flammen-M.	Mergel	100		■				■				
	Minimuston	Ton	5						■			■	
	Hilssandstein	Sandstein	— 60	■					■				
	Neokom												
	Wealden	Ton/Sandst.	— 100									■	
Jura	Malm												
	Serpulit	Kalk/Sandst.	15	■					■				
	Münder Mergel	Mergel	30—150		■				■				
	Eimbeckh. Kalk	Kalk/Ton	15—120						■				
	Gigasschichten	Kalk/Ton	20—200						■				
	ob. Kimmeridge	Mergel/Kalk	— 50						■				
	mittl. Kimmeridge	Mergel/Kalk	30						■				
	unt. Kimmeridge	Kalk/Mergel	15						■				
	Korallenoolith	Kalk/Dolomit	50						■				
	Heersumer Sch.	Schieferton	15						■				
	Dogger												
		Ornatenton	Ton	200									■
		Macrocephaten-Sch.	+ Eisenstein		■					■			
		Coronaten-Sch.	Ton							■			
	Opalinuston	Ton										■	
Lias													
	Posidonien-Sch.	Ton	150						■			■	
	Amaltheenton	Ton/Sandst.							■				
	Angulaten-Sch.	Ton/Sandst.							■				
Trias	Keuper												
	Rhät	Sandstein	50	■					■				
	Gipskeuper												
	Steinmergel	Mergel	80	■					■				
	ob. rote Mergel	Mergel	30						■				
	Schilfsandstein	Sandstein	20						■				
	unt. rote Mergel	Mergel	100—120						■			■	
	Kohlenkeuper	Mergel	25 — 45						■				
	Muschelkalk												
	ob. Muschelkalk	Kalk/Ton	50	■					■				
	mittl. Muschelkalk	Kalk/Ton	50		■				■				
	unt. Muschelkalk	Kalk	100						■				
	Buntsandstein												
	o. B. = Röt	Ton/Mergel	50—150							■			■
mitl. Buntsandstein	T./Mer./Sand.	50—160							■			■	
unt. Buntsandstein	Sandst./Ton	350							■			■	

* nach Evers, 1934, 80 u. eigenen Ergänzungen

-sättel und Verwerfungen vorhanden sind, die man aber wegen der ausgedehnten Diluvialdecke schwer erkennt⁵⁹⁾. An einer solch alten Schwächezone liegt z. B. die Wiehenkette. Hier biegen die Schichten flexurartig nach Norden ein, so daß zwischen Limberg-Sattel im Norden und Wiehengebirge im Süden eine starke Einmuldung entsteht, die Stille und Brinkmann⁶⁰⁾ als Gehnmulde bezeichneten. Das Wiehengebirge ist also nicht allein eine durch die Widerstandsfähigkeit der Malmschichten bedingte Schichtrippe auf dem Nordflügel der Herforder und Piesberg-Achse, sondern in seiner Anlage und in seinem Verlauf wie der Osning auch tektonisch bedingt.

Sehr bewegt ist hingegen das tektonische Bild der Osnabrücker Zwischengebiete. Zwar sind zwischen den drei Hauptachsen zwei markante Mulden eingeschaltet, die Gehnmulde im Norden zwischen Piesberg- und Limberg-Achse und die Hasemulde zwischen Osning- und Piesberg-Achse. Doch wird ihr Bereich stark durch Spezialsättel eingeengt. Auf die den Piesbergsattel begleitenden tektonischen Elemente zwischen Hasemulde und Hauptachse wurde schon hingewiesen. Ebenso bedeutend sind die Hebungsachsen südlich der Hase: die Sandforter und Holter Achse. Beide streichen von Ostsüdost nach Westnordwest. Muschelkalk und Buntsandstein treten in ihnen zutage. Die 17 km lange Sandforter Achse reicht vom Haseknä bei Werschen bis südlich Osnabrück. Sie setzt sich aus zwei Sätteln zusammen; im Westen aus dem Sattel Schützenburg, Armenholz, Scholerberg, im Osten aus dem Sattel Sandforter Berg, Eistruper Berg, Stockumer Berg und Haller Berg. Ältestes Schichtenglied ist hier der Wellenkalk, dagegen fehlt Buntsandstein⁶¹⁾. Nach Süden schließt sich die flachere, mit mittlerem Keuper erfüllte Bissendorfer Mulde an. Die Holter Achse beginnt im Westen östlich von Sutthausen und endigt wahrscheinlich bei Gesmold, östlich der hier nordwärts fließenden Hase. Auch hier sind ebenfalls zwei Sättel zu unterscheiden: der Sattel Harderberg im Westen und der sehr stark herausgehobene eigentliche Holter Sattel im Osten. In letzterem ist ein ausgedehnter Kern von Buntsandstein freigelegt. Am Nordflügel fallen die Schichten mit 30°, am Südflügel mit 75° ein, zum Teil sind hier die Schichten überkippt⁶²⁾. Die anschließende Öseder Mulde trennt den Holter Sattel von der eigentlichen Osning-Achse. Im Innern dieser Mulde lagern die Schichten der unteren Kreide, das obere und untere Wealden. Die Dörenberggruppe bildet ebenfalls eine kleine Mulde, doch liegt sie schon ganz am Nordflügel der Osning-Achse. Auch südlich der Osning-Achse liegen in der Remscheider Mulde und dem Rothenfelder Plänersattel Spezialfaltungen vor.

Die Gesteine und ihr morphologischer Wert. Gibt somit die Tektonik brauchbare Leitlinien für die Verbreitung und Lagerung der Gesteine, so ist die Bedeutung der letzteren für die Geländeformung erst richtig abzuschätzen, wenn ihre Widerstandsfähigkeit gegenüber äußeren Einflüssen bekannt ist. Einen knappen Überblick in dieser Hinsicht soll Tabelle 5 vermitteln, die nach Angaben von Evers⁶³⁾ zusammengestellt ist.

Ganz allgemein lassen sich aus der Tabelle folgende Gesichtspunkte für die Beurteilung der Ablagerungen herauslesen.

Innerhalb der Trias ist der Muschelkalk als Steilhang- und Anstiegsbildner von größter Bedeutung. Der obere Muschelkalk und der untere Muschelkalk umfassen dabei mit ihren kalkigen Ablagerungen rund 150 m = 66% der Schichtenfolge. Beide werden durch den mittleren Muschelkalk getrennt, der mit einer

⁵⁹⁾ Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939.

⁶⁰⁾ Stille u. Brinkmann, Südliches Oldenburg, 1930.

⁶¹⁾ Haack, Erl. Bl. Iburg, 1930, 5.

⁶²⁾ Haack, Erl. Bl. Iburg, 1930, 50.

⁶³⁾ Evers, Niedersächsisches Berg- und Hügelland, 1934, 80.

Mächtigkeit von 50 m und mit seinen weichen Kalkschiefern und Mergeln als Senkenbildner die beiden Steilhangbildner deutlich voneinander scheidet. Der untere Muschelkalk erscheint als Steilhang um so wirkungsvoller, weil der unterlagernde obere Buntsandstein (Röt) mit seinen Tonen und Mergeln ausgedehnte Ebenheiten und flachwellige Ausräume bildet und damit den markanten Anstieg des unteren Muschelkalks deutlich hervortreten läßt.

Von den Keuperablagerungen betätigen sich als Hangbildner besonders der obere Keuper, das Rhät und der Schilfsandstein des mittleren Keupers, ferner, wenn auch abgeschwächt, der Steinmergelkeuper, der obere rote Mergel und der Kohlenkeuper. Diese widerstandsfähigen Schichten umfassen rund 200 m, das sind 66—50 % der gesamten Keuperablagerungen. Ihnen gegenüber stehen die 100—200 m mächtigen roten Mergel des mittleren Keupers, die der Abtragung weniger Widerstand entgegenstellen und Ebenheiten bilden. Ganz allgemein können somit der obere Keuper mit Einschluß der oberen Abteilung des mittleren Keupers und der minder mächtige untere Keuper als Steilhangbildner gelten, während die untere Abteilung des mittleren Keupers (der sog. Gipskeuper) Ebenheiten entwickelt. In gewisser Hinsicht ähnelt also bei einer morphologischen Bewertung der Keuper dem Muschelkalk; nur entwickeln beim Keuper die jüngsten, 170 m mächtigen Ablagerungen den Hauptsteilhang, während das beim Muschelkalk die unterste, die älteste Abteilung besorgt.

Beim Jura treten dagegen die steilhangbildenden Schichten gegenüber den Senken- und Ebenheitsbildnern auffällig zurück. Durchweg überwiegen Mergel und Tone, auf sie entfallen von den rund 600—1000 m mächtigen Ablagerungen 450—600 m = 75—60 %. Besonders gering oder sogar fehlend sind die widerstandsfähigen Schichten in den älteren Abteilungen, im unteren oder schwarzen Jura (Lias) und im mittleren oder braunen Jura (Dogger). Diese Schichten bilden deshalb auch große Flachmulden und Ausräume. Erst im oberen oder weißen Jura (Malm) finden sich häufiger Kalke, Dolomite und Sandsteine, die zwar mit Tonen und Mergeln wechsellagern, aber schon deutliche Steilhänge entwickeln. Man kann deshalb innerhalb des Juras ganz allgemein den Malm als maßgebenden Hangbildner ansprechen.

In den Kreideablagerungen, unter denen im Weserbergland die oberste Abteilung der oberen Kreide, das Senon, fehlt, herrschen wiederum die widerstandsfähigen, steil- und flachhangbildenden Schichten vor. Von den 675 m mächtigen Ablagerungen entfallen auf sie allein 430 m, das sind rund 65 %. Vor allem zeichnen sich die turonen und cenomanen Ablagerungen durch ihren Reichtum an widerstandsfähigen Gesteinen und den Wechsel von weicheren, flachhangbildenden Mergeln und harten, Steilhänge verursachenden Kalken aus. Erst in der unteren Kreide, im Gault und Neokom, überwiegen Mergel und Tone. Doch ist gerade in diesen Ablagerungen das Vorkommen einer kompakten, 60 m mächtigen Sandsteinschicht nicht zu übersehen, die als Hils- oder Osningsandstein bemerkenswerte Steilhänge und Bergrücken bedingt.

Die stratigraphisch-tektonischen Gebiete. Überschaute man abschließend den geologischen Bau, wie er sich uns in der Verteilung der Schichten und der tektonischen Elemente darbietet, so lassen sich im Weserbergland sieben Gebiete aussondern, die zugleich für eine orographische und formenkundliche Großgliederung von entscheidender Bedeutung sind:

1. Das Oberwälder Gebiet umfaßt den aus Muschelkalk bestehenden Westflügel am Sollinggewölbe, die Borgentreicher und Steinheimer Keupermulde, die Brakeler Muschelkalkschwelle und das vorkretazeisch angelegte Egge-Bruchfaltengebirge.

2. Das Pyrmonter Gebiet enthält den südöstlichen Pyrmonter Sattel mit einfacher Bauart und das Falkenhagener Störungssystem in seinem östlichen Teil. Muschelkalk und Keuper sind in gleichem Maße an seinem Aufbau beteiligt.

3. Zum Lipper Gebiet rechne ich den schmalen Störungstreifen am Osning mit dem Detmolder Typ, die Zwischengebiete um Detmold und Bösingfeld und das stark gestörte Lipper Hebungsgelände. Keuper bildet die Hauptformation.

4. Das Ravensberger Gebiet besitzt die schwach entwickelte Herforder Sattelachse, einen gut ausgeprägten Osningabschnitt mit dem Bielefelder Profiltyp und eine schwach entwickelte Limbergachse im Norden. Jura ist vorherrschend.

5. Das Osnabrücker Gebiet ist das tektonisch am stärksten beeinflusste Gebiet. Der unregelmäßig gebaute Piesbergsattel bildet den zentralen Hebungstreifen. Ihm gleichwertig ist die Osningstörungszone mit dem Osnabrücker Typ im Süden, weniger bedeutungsvoll ist der Limbergsattel im Norden. Besonders stark sind die Zwischengebiete gefaltet und zerbrochen. So erklärt sich das bunte Bild der Formationen: Carbon, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Jura und Kreide, alle sind in mehr oder minder großem Umfang am Aufbau beteiligt.

6. Das Tecklenburger Gebiet besitzt hingegen nur einen arg zerstückelten und schwer erkennbaren Sattelzug. Der Südflügel ist mit Jura und Kreide vorhanden. Ein eigentlicher Nordflügel fehlt.

7. Das Rintelner Gebiet als letzte Einheit baut sich ganz aus Schichten des Juras auf. Ihm fehlt eine Aufsattelung, vielmehr fallen die Schichten nach Norden allmählich zur außerhalb des Weserberglandes entwickelten Hunte-Weser-Mulde ein.

III. Relief und Geländeformen

a) Höhenlage und Reliefenergie (Abb. 7)

Nach der allgemeinen Höhenlage kann man das Bergland in zwei Teile gliedern. Der Süden mit dem Oberwälder Gebiet, dem Pyrmonter Gebiet und dem östlichen Teil des Lipper Gebietes bildet einen sehr geschlossenen Höhenbereich, in dem die meisten Landschaften in 250—350 m Höhe liegen, während die 400-m-Linie nur von den randlichen Ketten der Egge und den zentralen Höhen des Köterberges, der Mörth und des Winterbergs überschritten wird. In seiner Höhenlage ist dieser Bereich, den ich im folgenden stets als Oberland bezeichnen werde, mit der oberen Trogregion des Südergebirges zu vergleichen. Seine begrenzende Höhenlinie, im Nordwesten etwa die 200-m-Isopyse, zieht quer durch das Lipper Gebiet von Horn nach Herford, um dann über Valdorf nach Vlotho abzubiegen. Sie trennt also weitgehend das Muschelkalk-Keuper-Gebiet des Südens von dem Juragebiet des Nordens und Nordwestens. Nördlich dieser sog. Mittellinie, im Unterland, erreichen nur die Randketten des Osnings und der Weser-Wiehenkette sowie einige Punkte der Hebungssachsen Höhen über 200 m, der größte Teil liegt unter 200 m. Außergewöhnlich niedrig ist das Ravensberger Land, das einer großen Mulde gleicht und durch breite Pforten mit der Rintelner Wesertalung im Osten und dem Emstiefland im Westen verbunden ist.

Eine ähnliche Gliederung wird auch bei Beachtung der Reliefenergie deutlich. Zugleich erlaubt sie eine feinere Differenzierung, die sich weitgehend an die bekannte geologisch-tektonische Gebietseinteilung anlehnt. Im Oberland liegen die hügeligen und bergigen⁶⁴⁾ Landschaften im Westen und Osten, wo zugleich das Gelände durchweg über 300 m liegt, während im Mittelstreifen von Blomberg bis

⁶⁴⁾ Vergleiche zu den Ausdrücken hügelig und bergig die Ausführungen S. 11

Borgentreich nicht nur eine mäßige Reliefenergie herrscht, sondern auch die absolute Höhenlage unter 250 m bleibt. Am Westrand findet sich die höhere Reliefenergie weniger in der aus Kreide aufgebauten Egge, als vielmehr im Eggevorland, wo 140—160 m berechnet werden. Im Osten, in den Weserhöhen — wie man das Gelände zwischen der Unterdiemel und der unteren Werre bezeichnen kann — ist die Reliefenergie im Pyrmonter Gebiet am höchsten, hier erreicht sie 180—220 m und teilweise sogar 260—300 m. Im Oberwälder Gebiet liegt das stark reliefierte Gelände in unmittelbarer Nachbarschaft der Weser. Das deutet schon darauf hin, daß hier die starke Reliefenergie nur durch einen steilwandigen, von Schluchttälern zerschnittenen Talhang bedingt ist. Hingegen konzentriert sich im Lipper Keupergebiet die höchste Reliefenergie mehr auf die zentralen Landschaften, doch trifft man sie weniger im zentralen Hebungsbereich als in den östlichen Landschaften am Westrand der Extermulde und im Wennenkamper Sattel. Auch im Muldenstreifen machen sich einige Unterschiede bemerkbar: So hebt sich die Brakeler Schwelle mit einer Reliefenergie von 80—100 m offensichtlich von den benachbarten Mulden um Borgentreich und Steinheim mit 40—60 m ab, ohne daß sich die Höhenlage wesentlich ändert; denn auch die Brakeler Muschelkalkschwelle erscheint orographisch als eine große Mulde, durchflossen von der Nethe und ihren Nebenbächen.

Im Unterland beschränkt sich die größere Reliefenergie auf die Randketten des Osning und des Wiehengebirges. Dabei ergeben sich einige bemerkenswerte Abschnitte. Im Osning ist die Reliefenergie bei seinem Beginn im Bereich der Berlebecker Achse am höchsten mit 180—200 m. Bis Bielefeld liegt sie zwischen 120 und 140 m, im schmalen nordöstlichen Vorland bei 60—80 m. Von Bielefeld bis Borlinghausen steigt sie wieder auf 160—180 m an, um dann auf 120—140 m abzusinken. Nur vereinzelt werden in der Dörenberggruppe oder am Hüggel höhere Werte erreicht. Demgegenüber beobachten wir an der Weser-Wiehenkette ein stetiges Absinken der Reliefenergie von Osten nach Westen gleichlaufend mit der Abnahme der Höhen. Bis zum Hundedurchbruch liegt die Reliefenergie bei 180—220 m, dann sinkt sie über 140 und 120 m rasch bis auf 80 und 60 m ab. Sehr gering ist die Reliefenergie im Ravensberger Land (20—40 m), sowohl in der Herforder Liasmulde wie in dem nördlich der Else und Werre gelegenen Doggergebiet der Quernheimer Bucht. Flachwelligkeit ist das Kennzeichen dieser Landstriche. Von hier aus greifen ähnlich flachwellige Bezirke vor nach Süden entlang der Bega und Werre bis an das stärker reliefierte Detmolder Hügelland (80—100 m), nach Osten an die Weser bis nach Hameln und nach Westen entlang der Hasetalung bis nach Osnabrück, wo die Verbindung mit dem zwischen Schafberg und Wiehengebirge eindringenden Flachland aufgenommen wird. Im Osnabrücker Hügelland ist die Reliefenergie teilweise höher, sie steigt auf 100, ja sogar auf 140 m an. Besonders hoch ist die Zertalung in den Meller Höhen und in dem Faltungsgebiet der Sandforter und Holter Achse, im Holter Hügelland. Somit tritt auch orographisch die geologisch-tektonische Sonderstellung des Osnabrücker Hügellandes gegenüber dem flachwelligen Ravensberger Land deutlich in Erscheinung. Wenn daher schon ein flüchtiger Vergleich der orographischen und geologischen Karten die enge Verknüpfung beider Erscheinungen sichtbar werden läßt, so wird dieser Zusammenhang noch klarer hervortreten, wenn wir die Einzelformen, die für die Geländegestalt und für eine morphologisch fundierte Gliederung des Weserberglandes wesentlich sind, in ihrer Ausprägung und Verbreitung verfolgen.

b) Die großen Geländeformen (Abb. 5)

Eine erste bodenplastische Gliederung ergibt sich aus der Verteilung der Steilhänge. Bei ihnen tritt am klarsten und auffälligsten die Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit und dem tektonischen Bau hervor. Durchweg handelt es sich

um Schichtstufen-Steilhänge, gebunden an härteres Material und an Hebungsachsen, in deren Nachbarschaft die Schichtpakete schief gestellt wurden.

Auf dem Westflügel des Sollings entwickelt der Muschelkalk einen markanten Steilhang. Er begleitet die untere Diemel und die Weser bis Polle, wo er von dem Falkenhagener Graben abgeschnitten wird. Rechts der Weser setzt der Kalk-Steilhang in einem mehr östlich gerichteten Verlauf wieder ein. Der links der Weser nördlich Polle zu beobachtende Muschelkalk-Hang gehört schon zur Elfasachse. Die Schichten fallen am Westflügel des Sollings verhältnismäßig ungestört mit 6—7° nach Westen hin ein. Eine leichte Neigung nach Norden macht sich nur südlich der Diemel, wo die Warburger Achse ausstreicht, deutlicher bemerkbar. Steilhangbildner sind der untere Muschel- oder Wellenkalk, eine Folge von 100 m mächtigen, grauen Kalkschiefern, in denen eine Anzahl fester, massiger Bänke auftritt, und der obere Muschelkalk, der aus dickplattigen, dunkelblaugrauen Lagen und festen dickbankigen Kalken besteht. Beide Steilhänge sind meistens durch eine Verflächung getrennt, die, im mittleren Muschelkalk angelegt, aber so schmal entwickelt ist, daß sie auf der Karte nicht dargestellt werden konnte. Die Firstlinie liegt im Süden bei 260 m und steigt nach Norden auf 300 m an.

Ein aus Keuper aufgebauter Steilhang fehlt im Oberwälder Land, erst im Süden des Pyrmonter Gebietes ist am Köterberg ein Keuper-Steilhang noch erhalten. Der äußere Geländehang, dessen Firstlinie 380 m hoch liegt, wird vom Schilfsandstein gebildet, einem mäßig festen feinkörnigen, glimmerigen und vielfach stark kaolin-haltigen Sandstein des mittleren Keupers⁶⁵⁾, in dem Mergel nur in Zwischenschichten vertreten ist. Der innere Geländesteilhang, von 430 auf 490 m ansteigend, verdankt dem 70—80 m mächtigen Steinmergelkeuper seine Entstehung. Dieser setzt sich zusammen aus dolomitischen, meistens in grobe Scherben zerfallenden Mergeln, die namentlich im oberen Teil festere Steinmergelbänke führen. Zuweilen besitzen sie noch einen gewissen Gehalt an freier Kieselsäure und zeichnen sich dann durch besondere Härte aus. Der Köterberg selbst, der 497 m hoch ist, wird vom Rhät gekrönt.

Die Stufen-Steilhänge des Lipper-Pyrmonter Hebungsgebietes sind in Muschelkalk und Keuper ausgebildet. Dabei ist der Muschelkalksteilhang nur im Pyrmonter Land, um den Pyrmonter Talkessel, entwickelt. Die Firstlinie liegt bei 300 m. Weit bedeutender ist der Keuper-Steilhang. Er umschließt das gesamte Pyrmonter Hebungsbereich. Seine Firstlinie schwankt zwischen 300 und 400 m, sie liegt also durchweg um 100 m tiefer als bei dem höchsten Keupersteilhang am Köterberg. Im Westen läßt sich der Steilhang von dem Bismarckturm bei Herford bis zum Großen Pulskopf auf der Mörth bei Elbrinxen in südwestlicher Richtung verfolgen. Durch Quertäler wird er in mehrere Abschnitte gegliedert. Im nördlichen Abschnitt, von Herford bis Entrup (Ilsebach), liegt der First durchweg 230 m hoch, unterbrochen durch das Salzetäl. Der Steilhang tritt hier am Abfall des Lipper Berglandes nicht besonders kräftig hervor. Der folgende Abschnitt bildet zugleich den Nordostabfall der Lemgoer Mark. Die Firstlinie liegt mit 346 m um rund 100 m höher als im nördlichen Abschnitt. Die breite Begatalung trennt die Lemgoer Mark von dem dritten Abschnitt, den Barntruper Höhen und der Mörth. Im Nordwesten, im Barntruper Stadtwald, ist der Steilhang nicht immer sehr deutlich: sein First liegt am Luhberg fast 300 m hoch. Am Winterberg und an der Mörth ist der Steilhang klar zu erkennen, hier liegt seine Firstlinie in 400 m Höhe.

Auch östlich der Lipper Aufsattelung läßt sich der Keuper-Steilhang gut verfolgen. Anfangs liegt er von Kalldorf ab am Ostflügel des Kalldorfer Muschelkalksattels, begleitet von der Kalle bis Schwellentrup. Sein First hebt sich rasch von

⁶⁵⁾ Grupe, Erl. Bl. Schwalenberg, 1928, 23.

185 m im Norden über 280 m bei Tewenhausen auf 383 m bei Schwelentrup. In seiner ganzen Ausdehnung kann man diesen Höhenzug nach dem begleitenden Fluß als Kaller Höhen bezeichnen. Von Schwelentrup biegt der Steilhang fast rechtwinklig nach Osten ab und zieht über den Hetberg (309 m) nach dem Lüningsberg (278 m) bei Ärzten (Hetberger Stufe). Den Traufhang begleitet der Hummelbach. Bei Ärzten schwenkt der Hang nach Südosten um und verläuft über den Schierholzberg (337 m) und die Waldau (339 m), der als Auslieger der Scharfenberg (248 m) vorgelagert ist.

Die Verbindung zwischen dem westlichen und östlichen Stufenhang bildet im Norden eine schwach entwickelte Geländekante in 200—250 m Höhe von Schwarzenmoor bis Vlotho. Im Süden fehlt ein Gegenstück; nur am Falkenhagener Graben vom Schwalenberger Wald bis zum Poller Lietberg ist im Keuper eine Steilstufe ausgebildet, die von 350 auf 250 m absinkt.

Die Verfolgung der Keuper-Stufenhänge gibt für die orographische Gliederung des Lipper-Pyrmonter Hebungsgebietes wichtige Hinweise. Zunächst wird durch den östlich ziehenden Hetberghang, der dort einsetzt, wo die westlichen und östlichen Steilhänge sich auf wenige Kilometer nähern, das Pyrmonter Muschelkalk- und Keupergebiet vom Lipper Bergland getrennt. Zum andern gliedert sich das Lipper Bergland in vier Teile: die Kaller Höhen scheiden das östliche Bösingfelder Gebiet von dem zentralen Bavenhauser Bergland in der Mitte, im Norden wird durch die schmale östlich ziehende Geländekante das Vlothoer Hügelland ausgesondert, und im Westen trennt der Bismarckturmstufenhang die schmalen Randlandschaften, unter denen die Lemgoer Mark besonders markant hervortritt, von dem eigentlichen Hebungsgebiet um Bavenhausen.

Zum Lipper Hebungsgebiet gehört auch noch die Jura-Schichtstufe der Weser-Wiehenkette, die in ihrer gesamten Erstreckung schon zu den Stufenhängen des dritten und vierten Abschnittes der zentralen Hebungszone, zur Herforder und Osnabrücker Achse, überleitet. Bei letzteren ist ein gut ausgebildeter Schichtstufenhang nur am Nordflügel entwickelt. Doch steht dieser — wie schon bei der geologischen Betrachtung angedeutet wurde — auch in Beziehung zu einer tektonischen Schwächezone, der die weiter nordwärts gelegene Gehrnmulde ihre Entstehung verdankt. Mit dieser Flexur hängt es auch zusammen, daß die Schichten der Wiehenkette steiler nach Norden einfallen als die vorgelagerten Juraschichten, so am Hunte durchbruch mit 50—60 ° ⁶⁶⁾.

Nach Höhenlage und aufbauenden Schichten sind drei Abschnitte zu unterscheiden. Im Osten, vom Beginn der Weserkette beim Hohenstein bis nach Bergkirchen im Wiehengebirge, ist neben dem Cornbrash-Sandstein ⁶⁷⁾, der einen kleinen Vortufenhang bildet, der Korallenoolith der vornehmliche Steilhangbildner. Am Süntel ist er als Stufe des weißen Jura noch rein kalkig und dolomitisch. In der Weser- und Wiehenkette versandet er allmählich und tritt nur als ein mit Roteisenstein durchsetzter Kalksandstein auf. Dabei bildet er zum Teil groteske Felspartien und Klippen, so am Hohenstein, Schrabstein und an der Paschenburg. Die Firstlinie dieses Schichtstufenhanges liegt durchweg in 300—320 m Höhe. Auch auf der Nordabdachung dieses Abschnittes sind mitunter kleinere Schichtkanten entwickelt. Sie werden durch die festeren Partien des mittleren Kimmeridge und der Gigasschichten hervorgerufen, während die zwischenliegenden, durch weniger harte und bankige Gesteine, zum Teil sogar durch vorherrschend mergelige Schichten ausgezeichneten Stufen des unteren und vor allem des oberen Kimmeridge einen sanften Geländeabfall oder sogar Bodensenken bedingen ⁶⁸⁾.

⁶⁶⁾ Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939, 59.

⁶⁷⁾ Er besteht aus einer 30 m mächtigen, einheitlichen Ablagerung von teils feinem, teils grobkörnigem, eisenhaltigem Kalksandstein, der nur in ganz verschwindendem Maße tonige Zwischenlagen führt. Grupe, Erl. Bl. Bückeberg, 1933, 10.

⁶⁸⁾ Grupe, Erl. Bl. Bückeberg, 1933, 6 u. 12.

Von Bergkirchen bis zum Hundedurchbruch sind zwar die Korallenoolithe noch am Aufbau der Schichtstufe beteiligt, aber sie sind stark versandet und enthalten sogar tonige Bestandteile. Der Übergang aus der kalkigen in die sandige Facies erfolgt zwischen Wallücke und Bergkirchen durch Verzahnung⁶⁹⁾. So ist es verständlich, daß die von ihnen aufgebauten Höhen durch die Erhebungen aus Portasandstein und aus Sandsteinen des Cornbrash übertroffen werden. Daher wird der von letzteren gebildete Nebenkamm häufig zum Hauptkamm. Besonders zwischen Nettelstedt und Alten-Verbrem sind zwei Käme gut zu beobachten. Den südlichen Kamm bilden Cornbrash und Portasandstein (Heidbrink, Kniebrink, Breite Brink). Er ist in sich geschlossen und nur durch nach Norden gerichtete Täler eingekerbt. Ein weniger einheitliches Gepräge hat der aus den untersten Malmschichten bestehende, nördliche Kamm. Er zerfällt in einzelne, nördlich vorgeschobene Kuppen, die der Landschaft bei Lübbecke einen eigenen Reiz verleihen (Babilonie, Wurzelbrink, Reineberg). In diesem Abschnitt sinkt die Firstlinie von 300 m auf 220 m ab.

Vom Hundedurchbruch ab, wo die Kette wieder die nordwestliche Richtung einschlägt, verlieren die Schichten des Doggers und des unteren Malms immer mehr an Bedeutung, und die verschiedenen sandigen Abteilungen des Kimmeridge übernehmen die Rolle des Kambbildners. Alles deutet darauf hin, daß der Sand- und Tongehalt der Malmschichten nach Westen immer mehr zunimmt, so daß die Wiehenkette, die von 200 m auf 83 m in der Larberger Egge absinkt, nicht durch den hypothetischen Wiehengebirgsabbruch ihr Ende findet, sondern infolge der abnehmenden Widerstandsfähigkeit der Schichten⁷⁰⁾.

Neben der Juraschichtstufe gibt es im Osnabrücker Land in unmittelbarer Nachbarschaft der Piesbergaufsattelung noch einige kleine Muschelkalk- und Keuper-schichtücken, die im einzelnen hier nicht weiter beschrieben werden sollen.

Während die Stufensteilhänge der zentralen Hebungszone sich teilweise sehr weit von den geologischen Achsen entfernen, schmiegen sich die Schichtstufen der beiden peripheren Hebungsbögen sehr eng an die Aufbruchsstreifen an. Das ist besonders gut im Egge-Osning-Bogen zu beobachten.

Westlich der Egge-Achsen sind Steilhänge sehr gut in der Kreide ausgebildet. Die Schichten fallen hier durchweg sehr flach mit 3—4° nach Westen ein. Neokom und Gaultsandstein sind die Stufenhangbildner. Der 20 m mächtige Neokomsandstein, der, sehr dickbankig, senkrecht zur Schichtung stark zerklüftet ist und in große gerundete Blöcke zerfällt, kann dabei sehr steile Hänge bilden. Die Firstlinie des Eggekammes liegt durchweg in 400—420 m Höhe. Im Süden biegt der Kreide-Steilhang nach Westen um; die südliche orographische Fortsetzung des Eggekammes übernimmt eine im Muschelkalk ausgebildete Geländestufe, die über den Hellberg (355 m) bis nach Scherfede als schmaler Rücken hervortritt, um dann südlich der Diemel im Asseler Wald sich fortzusetzen. Sie liegt in der Scherfeder Röt-Wellenkalk-Staffel und trennt das 256 m hoch gelegene Buntsandsteingebiet von Hardehausen vom Rimbecker Senkungsfeld.

Schwieriger ist die Verfolgung der Schichtstufen-Steilhänge im stark gestörten Egge-Vorland. Im Südosten, östlich der Driburger Achse, ist von einem regelmäßigen Einfallen der Schichten nach Osten zur Borgentreicher Keupermulde hin nur sehr wenig zu merken. Im oberen Muschelkalk ist eine schwache, auf 300—310 m ansteigende, von Nörde über den Löwen- und Hoddenberg verlaufende Geländestufe noch einigermaßen ausgebildet. Weiter bis Dringenberg wird sie teilweise von Brüchen begleitet (Bruchstufe), auch am Dornberg (301 m) schaltet sich sogar Kreide ein. Oberhalb von Dringenberg biegt sie nach Osten um und zieht über Schmechten nach

⁶⁹⁾ Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939, 34.

⁷⁰⁾ Niemeier, Tecklenburg-Osnabrücker Hügelland, 1928, 16.

Istrup. Dieses Ausbiegen ist bedingt durch die hier einsetzende Osningachse mit dem Herster Rötsattel. Östlich der Osningachse wird sie dann erst wieder am Langenberg (341 m) bei Pömbesen sichtbar, wenn man nicht die kleinen Geländekanten am Rieseler Berg (250 m) und am Escher Berg dazurechnen will. Von Pömbesen verläuft der Stufenhang über den Schoneberg, Kochberg (271 m) bei Merlshiem weiter über Daenberg (260 m) und Frankenberg (247 m) bis zum Bellerberg. Bei letzterem, der einen kleinen Sattel darstellt, sind die aus Röt bestehenden Kernschichten ausgeräumt, und so umgeben ihn heute schmale Muschelkalkhänge ⁷¹⁾.

Neben dieser östlichen Außenstufe, die das Eggevorland formenkundlich gegen die Borgentreicher Mulde und das Brakeler Muschelkalkgebiet absetzt, sind auch innerhalb des Vorlandes infolge der Verteilung von Hebungs- und Senkungsfeldern kleine Schichtstufenhänge und Schichtrücken entwickelt, deren Aufzählung zu weit führen würde. Sie sind besonders häufig im Süden und im Driburger Hügelland. So liegt westlich von Driburg eine markante, aus Muschelkalk aufgebaute Geländestufe vor dem Eggekamm (Klausenberg 401 m, Iburg 380,5 m, Hoppenberg 370 m), und die Alhauser Senke wird im Osten und Westen von schmalen Schichtrücken umsäumt (Kohlberg 320 m, Steinberg 290 m und Rosenberg 287 m im Westen, Eichmilde 287 m, Lilienberg 250 m und Spitzberg 270 m im Osten).

Die Schichtstufenhänge im Eggegebiet ergeben also zwei markante formenkundliche Grenzen. Nach Westen wird die eigentliche Egge abgegrenzt, die nur aus unterer Kreide aufgebaut ist, und nach Osten bildet die „Außenstufe“ des Muschelkalkes die Grenze zur Borgentreicher Mulde und zur Brakeler Schwelle. Beide Stufenhänge schließen das sog. Eggevorland ein.

Im anschließenden Detmolder Abschnitt des Osningbogens verschmälert sich das Vorland ungemain. Es findet sich außer im Süden nur eine Hebungsachse. Die Kreideschichten sind steilgestellt, und die Muschelkalk- und Buntsandsteinbänder rücken nahe an die Kreide heran, so daß formenkundlich zwischen den Schichtrücken westlich und östlich der Achse kaum ein Unterschied gemacht werden kann. Nur die Höhenlage der einzelnen Schichtkämme bedingt eine Zweiteilung. Südwestlich der Osningachse bilden die Kreide und ihre verschiedenen Abteilungen die einzelnen Schichtstufen. Der Osningsandstein (Neokom und unteres Gault) bildet die steilsten Hänge und den höchsten Schichtkamm. Zu ihnen gesellen sich die in der Egge fehlenden Cenomankalke und Turonpläner als Vorstufenbildner, so daß durchweg drei Schichtkämme den Lippischen Wald aufbauen. Nordöstlich der Osningachse erstellt vorwiegend der Muschelkalk die wichtigsten Geländestufen, und zwar ist es der Wellenkalk der unteren und der Trochitenkalk der oberen Stufe. Diese Schichtrücken, oft nebeneinandergereiht, liegen mit ihren Firsten häufig 100 m tiefer als die Kreideschichtstufen. Sie erreichen nur Höhen von 200—240 m. Ab und zu tritt auch Keuper in einer Geländekante hervor. Die verschiedene Höhenlage und die Gesteinsbeschaffenheit machen es notwendig, die durch die Osningachse zusammengefaßte geologisch-tektonische Einheit in orographischer Hinsicht zu teilen: in den aus Kreide bestehenden und bis 340 m aufragenden Lippischen Wald und das durch 240 m hohe Muschelkalk-Rücken charakterisierte, schmale Lipper oder Detmolder Osningvorland.

Im Bielefelder Abschnitt ändern sich die Verhältnisse nur insofern, als hier infolge der Überkippung der Kreideschichten die Schichtköpfe nicht mehr nach Nordosten, sondern nach Südwesten schauen. Auch sind die Muschelkalk-Rippen nicht nur nordöstlich der Achse, sondern infolge der deckenartigen Überschiebungen auch südwestlich der Hebungsachse entwickelt. Die Höhe ändert sich nur absolut, der

⁷¹⁾ Stille u. Mestwerdt, Erl. Bl. Steinheim, 1935, 18. Lotze, Falkenhagener Störungssystem, 1929, 233/34.

Kamm des Bielefelder Osning sinkt auf 260 m, während die Muschelkalkhöhen bei 160 m liegen, so daß der Höhenunterschied zwischen dem Bielefelder Osningvorland und dem Osning erhalten bleibt.

Von Borgholzhausen, genauer von der Nöller Schlucht an tritt im Iburger oder Osnabrücker Abschnitt der Muschelkalk in unmittelbarer Nachbarschaft der Osningachse zurück, das Vorland fehlt. Nur die südlichen Kreideschichtstufen begleiten hier, selten überkippt, die Achse. Dabei verliert die nördliche Sandsteinkette gegenüber den Plänerhöhen des Cenoman und des Turon oft an Bedeutung. Der Sandsteinzug sinkt auf 220—230 m, während die Firstlinie der Plänerschichtstufe 250—280 m hoch liegt. Teilweise setzt der Sandsteinzug sogar aus, so zwischen Borgholzhausen und Natrup. Erst mit der Borgloher Egge (242 m) setzt er wieder an.

Im letzten, im Tecklenburger Abschnitt, rückt der Kreidehang weit von der hier nach Norden abspringenden Hebungsachse ab. Das Einfallen der Schichten wird flacher. Dabei tritt wieder der Osningsandstein als wichtigster Stufenhangbildner hervor. Er baut vom Westenbecker Berg und besonders deutlich ab Tecklenburg den nördlichen Haupthöhenzug auf, der sich zeitweilig in zwei Stränge teilt (Margarethenhöhe bei Tecklenburg). Bei Tecklenburg biegt die Sandsteinkette nach Süden und übernimmt den Hauptkamm. Am Hückberg in 96 m Höhe findet der Zug infolge tonig-mergeliger Ausbildung der Schichten sein Ende. Dagegen sinkt der Plänerzug rasch ab und verschwindet als kaum erkennbare Anschwellung in der Fußfläche. Wie beim Wiehengebirge ist also die fazielle Änderung von harten, sandigen zu weichen, tonigen Ablagerungen Schuld daran, daß der Osning nach Westen so rasch an Höhe verliert.

Die Schichtstufenhänge der randlichen östlichen und nördlichen Hebungsachsen reichen entweder nur wenig in unser Gebiet hinein oder sie sind nur streckenweise ausgebildet. Die Elfasachse ist entscheidend für den Weiterverlauf des Muschelkalksteilhanges nördlich von Polle, der bis Hajen in 280—300 m Höhe zu verfolgen ist, unterbrochen vom Umlaufberg südlich Hehlen. An der Limbergachse finden sich Schichtstufen-Steilhänge nur an drei Berg- und Hügelgruppen, an den Oldendorfer und den Kalkrieser Bergen und am Gehn. Die beiden ersten gleichen sich im Aufbau. Die Hebungsachse verläuft durch die Berggruppen. Der weichere Schichten enthaltende Kern wurde ausgeräumt, und an den Flügeln bilden härtere Schichten deutliche Geländekanten. In den Oldendorfer Bergen ist die südliche Egge mit dem Schwarzen Brink weit einheitlicher und höher als der nördliche Bergzug, der in mehrere Einzelerhebungen zerfällt. Beide Ketten vereinigen sich im östlichen Sattelschluß des Limberges⁷²⁾. Die Kalkrieser Berge bestehen ebenfalls aus zwei parallel verlaufenden Ketten, die sich aber infolge der durchziehenden Achse nicht vereinigen. Bei dem Gehn liegt die Hebungsachse nördlich der Hügelgruppe, die orographische Erhebung also am Südflügel. So ist hier nur ein nach Norden gerichteter Schichtstufenhang ausgebildet, der mit absoluten Höhen von 93—108 m das nördliche 70 m hohe Vorland um 25—35 m überragt. Nach Nordwesten ist der Wiemelsberg (90 m) der Stufe als Vorberg vorgelagert.

Neben den bisher beschriebenen markanten Stufen-Steilhängen, die sich an die drei durchgehenden Hebungsbogen eng anschließen, begegnen uns auch in den stärker gefalteten, von Spezialsätteln und -mulden durchzogenen Zwischengebieten kleinere Schichtstufenhänge. In der Brakeler Muschelkalkschwelle verlaufen infolge der schwachen Aufsattelung im Nordsüdprofil zwei Steilhänge in west-östlicher Richtung. Im Süden läßt sich entlang der Nethe über den Bellerberg (240 m) und Bastenberg (205 m) eine aus Muschelkalk aufgebaute Geländestufe verfolgen, im Norden liegt eine solche am Grubebach in 270 m Höhe. Diese zum Teil nur schwach

⁷²⁾ Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939, 8.

ausgebildeten Stufenhänge sind also durchweg an Flußläufe gebunden, durchschneiden dabei die Muschelkalkplatte und haben für die landschaftliche Gliederung untergeordnete Bedeutung. — Im Detmolder Zwischengebiet sind Geländestufen eng mit den muldenförmig gelagerten Hochgebieten verbunden, die sie allseitig umrahmen. Solche Gebiete sind z. B. die Winterberger Höhen, die das Blomberger Becken im Osten begrenzen, und die Mossenberger Höhen westlich des Beckens. Letztere grenzen wiederum mit schwachen, von Südosten nach Nordwesten ziehenden Geländekanten an die schmale Werre-Niederung. — Kurze Schichtstufen-Steilhänge begleiten östlich der Lipper-Pyrmonter Aufsattelung die heute als Höhen herausgearbeiteten kleinen geologischen Mulden. Im Bösingfelder Keupergebiet beschränken sich solche Geländestufen auf die Wennekämper Aufsattelung, deren Kern ausgeräumt und von einem Kranz von Schichtrücken umgeben wird. — Besonders deutlich tritt die Abhängigkeit der langhinziehenden Schichtrücken vom geologischen Bau im Osnabrücker Zwischengebiet südlich der Hase hervor. So stellt der Abfall des massigen Dörenberges, bestehend aus muldenförmig gelagerter Kreide, einen Schichtstufenhang dar, und ebenso treten die auf den Flügeln des Holter und Sandforter Sattels liegenden härteren Schichten orographisch als Schichtrücken hervor, die ebenfalls die Ostwestrichtung innehalten. Nur die Ibbenbürener Platte wird allseitig, wenn wir uns der Deutung eines Horstes anschließen, von Bruchstufenhängen umrahmt.

Mit der Beschreibung der Geländestufen, der Steilhänge, ist zweierlei erreicht: einmal ist eines der für das Weserbergland charakteristischen Formenelemente in seiner Abhängigkeit vom inneren Bau und von der Verteilung der Schichten und damit in seiner vorwiegenden Richtung und räumlichen Anordnung erkannt, zum andern geben die Geländestufen für die Aufstellung von Relieftypen und für die Abgrenzung der elementaren Formenlandschaften wichtige Leitlinien. In dieser Hinsicht ist es aber notwendig, einige, bisher nicht beachtete Unterschiede in der Gestalt der Geländesteilhänge deutlicher herauszustellen, so entweder ihre Beziehung zu anderen Großformen oder ihren selbständigen Charakter darzutun. In zwei Formen findet sich der Geländesteilhang im Weserbergland: als Schichtrippe und als Landstufenhang. Dabei ist der Landstufenhang stets mit einer Bergplatte, einer Bergebene (Landterrasse) verbunden, die durch einen Steilhang begrenzt wird. Hingegen ist bei der Schichtrippe (Schichtrücken, Schichtkamm) die an die Firstlinie anschließende, rückwärtige Abdachung, die Schichtlehne, fast ebenso steil wie der Schichtkopfgang, der Traufhang. Der Schichtrücken ist also im Querschnitt weitgehend symmetrisch gebaut. Damit ist er ein selbständiges Formenelement, das, vergesellschaftet, einen besonderen Relieftyp, die Schichtrückenlandschaft, bildet. Der Landstufen-Steilhang erhält hingegen erst in Verbindung mit der Bergebene einen Sinn, und zwar nur als Grenzbildner der von ihm umrahmten Platte. Mit dieser Unterscheidung stoßen wir auf zwei für die Oberflächengestalt des Weserberglandes maßgebende Relieftypen.

Die Schichtruppen, die nach ihrem Profil als Rückenberge angesprochen werden können, bezeichnet man im Weserbergland ganz allgemein als Eggen. Sie sind die charakteristischen Bergformen des Unterlandes: im gesamten Osnabrücker Hügelland, im Osning, in der Wiehen-Weser-Kette und im Detmolder Hügelland. Im Oberland sind sie seltener, nur im Eggevorland und im Falkenhagener Störungsgebiet treten sie maßgebend hervor. Auch im Lipper Bergland fehlen sie nicht, doch erscheinen sie mehr inmitten unregelmäßig zusammengesetzter Hügelgruppen. Nur an der Schichtrippe der Kaller Höhen und der Hetfelder Geländestufe sind langgestreckte Höhenrücken entwickelt, die ganz an die Eggen des nordwestlichen Weserberglandes erinnern.

Die Egge als Bergform ist vornehmlich an steil aufgerichtete, widerständige Schichten gebunden, wie sie im westfälischen Faltungsbogen, im Osnabrücker Hügelland und an der Wiehen-Weserkette vorhanden sind. Fallen die harten Schichten flacher ein, so kommt es zu unregelmäßig geformten Ausbildungen. Die Länge der einzelnen Eggen hängt weitgehend von der mehr oder minder starken Paßbildung und der mit ihr verbundenen Quertalung zusammen. Beide lehnen sich häufig an querende Störungen und deren Zerrüttungszonen an. Egge und Paß sind somit die Formenelemente, die das Bild einer Schichtrippenlandschaft bestimmen. Dazu kann als drittes Element das Längstal treten, das die Eggen, sofern sie in Parallelketten nebeneinander herziehen, voneinander trennt. Solche Ketten sind wieder in sich gegliedert durch größere Pässe, die alle Ketten queren und damit zu regelrechten Pforten werden. Das ist am deutlichsten im Osning und im Wiehengebirge, weniger ausgeprägt in der Egge, in der Weserkette und im östlichen Lipper Bergland. Hier ist das Einfallen der Schichten flacher; einer steilen Traufseite steht eine sehr breite, allmählich einfallende, rückwärtige Abdachung gegenüber. Diese Hochformen leiten damit schon über zu den Bergebenen.

Die Bergebenen sind im Weserbergland häufig so flach, daß man geradezu von Bergplatten sprechen kann. Sie sind besonders im Oberland entlang der Weser von Karlshafen bis Vlotho entwickelt. Auch im Bereich der Brakeler Muschelkalkschwelle ist der ebene Charakter trotz der tiefen Zertalung nicht zu verkennen, und ebenso finden sich kleine Ebenheiten nördlich der Diemel und bei Warburg auf der Rimbecker Platte. Im Süden sind die Bergebenen in Muschelkalk, im Norden in Keuper eingearbeitet. Ihre Höhenlage schwankt zwischen 300 und 360 m. Infolge der nahen Erosionsbasis, der Weser, sind die von den Bergebenen kommenden Flüsse und Bäche tief eingesenkt, sie zerschneiden die randlichen Steilhänge und lösen sie in zahlreiche vor- und zurückspringende Bergriedel und Sporne auf. Auf diese Erscheinung ist es auch zurückzuführen, daß in den Weserhöhen die Reliefenergie verhältnismäßig groß ist und ein bergiges Gelände vorgetäuscht wird.

Eine besondere Stellung nehmen die Mörth und der Winterberg ein, die beide aus Keuper aufgebaut sind. Auch sie sind von mehr oder minder gut ausgeprägten Ebenheiten überzogen, die in einer Höhe von 420—430 m liegen. In dieser Höhenlage ähneln die Platten den Bergebenen am Köterberg und an der Egge, die, wenn auch stärker geneigt, allmählich zur Paderborner Hochfläche überleitet, deren Randflächen bei Essentho immerhin noch in 420 m Höhe liegen. Hingegen sind die Bergplatten im Unterland niedriger. An der Weserkette hält sich die Verebnung, die hier nur andeutungsweise ausgebildet ist, in 320 m Höhe, aber die Ibbenbürener Bergplatte liegt nur 150—160 m hoch und neigt sich zu den Rändern sogar auf 120 m, während die Schichtlehne des nördlich gelegenen Gehn 190 m erreicht.

Vergleicht man entsprechend dem Verfahren im Südergebirge die Verflächungen nach ihrer Höhenlage, so kann man drei Höhenstufen aussondern:

1. die über 400 m aufragenden Höhen südwestlich und südlich des Pyrmonter Sattels, zu der auch noch die Egge zu rechnen ist,
2. die um 300—350 m liegenden Ebenheiten und
3. die unter 300 m hinabreichende untere Stufe.

Wenn wir diese Stufung mit der im Südergebirge gewonnenen parallelisieren, so würden die über 400 m reichenden Höhen in die obere Hochbodenregion gehören, hingegen die beiden anderen in die untere fallen, wobei die 300—350 m hohen Ebenheiten des Oberlandes und der Weserkette mit der oberen Trogregion und das Unterland mit der unteren Trogfläche gleichzusetzen wären. Eine derartige aus der Höhenlage abzuleitende Parallelisierung hat vorerst nur didaktischen Wert. Sie zeigt, was jede Höhenschichtenkarte sichtbar macht, daß die für klimatische und

pflanzengeographische Verhältnisse bedeutsame Höhenstufung nur in geringem Umfange für die natürliche Gliederung des Weserberglandes zu beachten ist. Nur wenige Landschaften erreichen die 360—400-m-Grenze und damit eine wirksame Höhenstufe. Überwiegend finden sich die Kleinlandschaften des Weserberglandes in der untersten Höhenstufe. Sie ist für die unter 200 m liegenden Landschaften des Unterlandes fast ganz bedeutungslos, hingegen für die über 200 m, durchweg um 300 m liegenden Landschaften des Oberlandes bei der fernerer Betrachtung noch zu beachten und zu würdigen.

Große Hohlformen begegnen uns im Weserbergland in drei Arten: 1. als schmale langhinziehende Senken, 2. als flachwellige Mulden und 3. als breite Talbecken und Talwannen. Letztere Form beschränkt sich auf das stark gestörte Eggevorland, die Falkenhagener Störungszone und die Brakeler Muschelkalkschwelle.

Im Eggevorland lassen sich folgende Senken aussondern. Die Bonenburger Rötensenke ist in 250 m Höhe gelegen. Die mürben, schwach mergeligen Letten ließen sich leicht ausräumen, so daß anstelle der tektonischen Aufsattelung (Warburger Achse) eine von Schichtkämmen umgebene Senke entstand. Hingegen ist die Borlinghauser Keupersenke auch tektonisch ein Graben. Zwischen den umrandenden, harten Muschelkalkschichten konnte der weiche, aus roten Mergeln und Letten bestehende Gipskeuper den erodierenden Kräften nur wenig Widerstand entgegenstellen. Auch die Rimbecker Rötensenke und die Gipskeuper-Senke bei Willebadessen sind tektonisch als Senkungsfelder angelegt. Das gleiche gilt von der Driburger Platte in 240 m und der Alhauser Senke in 200—210 m Höhe. Durchweg halten im Eggevorland die Senken entsprechend der Lage der Schichten die nord-südliche Richtung ein. Dagegen verlaufen die schmalen Senken des Falkenhagener Systems von Westsüdwest nach Ostnordost. Sie sind vielfach mit Lias gefüllt und liegen ebenfalls in 220—250 m Höhe. Sie werden zum Teil von Bruchstufen-, zum Teil von Schichtstufen-Steilhängen begleitet. Tektonisch angelegt ist auch die Hainhauser Senke auf der Brakeler Muschelkalkschwelle, die in rheinischer Richtung streicht.

Die Flachmulde ist am deutlichsten in der Borgentreicher Keupermulde ausgeprägt. Geologisch als Mulde angelegt, erscheint sie orographisch mehr als Ebenheit, die sich erst bei näherem Zuschauen als eine flachwellige Mulde entpuppt. Sie liegt erheblich tiefer als die Senken, in 180—200 m Höhenlage. Bewegter ist schon die Steinheimer Mulde in 150 m Höhe, zum Teil begegnen uns hier kuppige Formen. Die Steinheimer Börde, wie diese orographische Einheit auch wohl genannt wird, ist geologisch ebenfalls eine Mulde, die nur durch das Falkenhagener Grabensystem etwas gestört wird. Ihr Untergrund besteht ebenfalls aus Keuper, und zwar liegt östlich der Emmer die untere Stufe mit einer über 30 m mächtigen Folge von grauen und bunten Letten, die eine große Zahl von kalkigen dolomitischen und sandigen Einlagerungen enthalten. Diese bedingen als feste Bänke ein bewegteres Relief⁷³⁾. Westlich der Emmer überwiegt der mittlere Keuper mit grauen, leicht ausräumbaren Mergeln und Steinmergeln.

In der Formenwelt gleicht die Steinheimer Börde ganz dem zum gleichen Flußsystem gehörenden, 160 m hochgelegenen Blomberger Becken. Orographisch als flache, wellige Mulde zu kennzeichnen, bildet es geologisch doch einen flachen Sattel, der aus bunten Letten und Mergeln des unteren Gipskeupers aufgebaut ist, die leicht der Ausräumung zum Opfer fielen. Damit leitet das Blomberger Becken schon zu den breiten Talbecken über⁷⁴⁾.

Auf den ersten Blick erscheint das Ravensberger Land zwischen Osning und Wiehengebirge als große, von der Else und Werre durchzogene Flachmulde. Man

⁷³⁾ Stille u. Mestwerdt, Erl. Bl. Steinheim, 2. Aufl. 1935, 8 ff.

⁷⁴⁾ Mestwerdt, Erl. Bl. Blomberg, 1911.

hat deshalb diese orographische Einheit auch als Ravensberger Mulde bezeichnet ⁷⁵⁾. Doch findet diese Bezeichnung in dem geologischen Bau und der feineren orographischen Gestalt des Landes keine Rechtfertigung. So trennt die Else-Werre-Talung als besondere Formenlandschaft den Norden vom Süden. Diese Scheidung wird unterstützt durch eine Bodenschwelle, die sich weitgehend mit der geologischen Hebungachse deckt und über den Riemsloher Wald (108 m), den Ascher Berg (115 m) und Im Berge südlich Hiddenhausen (116 m) zieht und die Verbindung zwischen den Meller Höhen im Nordwesten und den Höhen des Kahlen Berges (147 m) und des Schweichler Berges (168 m) herstellt. Beide, die Else-Werre-Talung und die Herforder-Achsen-Höhen, scheiden somit das südliche und nördliche Flachwellenland voneinander. Das südliche Gebiet umfaßt geologisch die Herforder Liasmulde, auch orographisch verdient es die Bezeichnung Flachmulde. Sie liegt durchweg über 100 m, nur in den Jöllenbecker Höhen werden ausnahmsweise 150 m erreicht. Die Reliefenergie ist zwar sehr gering, doch kann von einer Ebenheit nicht die Rede sein. Vielmehr handelt es sich um ein kräftig gewelltes Land. Nach Süden setzt sich die Flachmulde in den Talungen der Werre (Lager Ausräum) und der Bega (Barntruper Ausräum) fort. Hingegen verdient das nördlich der Werre gelegene Gebiet nach seiner orographischen Ausstattung nicht mehr die Bezeichnung Flachmulde. Zwar fallen die Schichten allmählich nach Norden ein, aber sie heben sich nicht wieder zum Wiehengebirge, sondern biegen noch stärker ab. Umgekehrt hebt sich das flachwellige und hügelige Gelände allmählich von der Else-Werretalung von 50 auf 120 m, von Bachläufen in breite Rücken und Talungen zerschnitten. Hügellandschaft wäre nicht ganz zutreffend für diesen Relieftyp, am besten ist die Bezeichnung Flachwellenlandschaft. In späteren Ausführungen werde ich sie nach ihrer Umrahmung als Quernheimer Bucht bezeichnen ⁷⁶⁾.

Im Osnabrücker Land fehlt eine eigentliche Flachmulde. Höchstens könnte man die Öseder Kreidemulde hierhin rechnen. Bei allen andern Hohlformen tritt der Charakter der Talung oder sogar der Niederung weit stärker hervor.

Überblickt man die Flachmulden in ihrer Höhenlage, so ist festzustellen, daß sie zwar allmählich von Süden nach Norden von 250 m auf 100 m absinken, daß aber diese Veränderung Schritt hält mit der Abnahme der umrandenden Höhen. So beträgt z. B. der relative Höhenunterschied zwischen dem westlichen Höhenrand und der Flachmulde bei der Borgentreicher etwa 250 m, bei der Steinheimer Börde 300 m und bei der Herforder Mulde 250—300 m.

Bei der dritten Großform, den Talbecken und Talwannen, besteht ein offensichtlicher Zusammenhang zwischen dem Fluß und der Hohlform. Im Oberland sind solche Hohlformen selten, man könnte dazu rechnen die breiten, in Röt eingearbeiteten Talungen der unteren Diemel, der Weser von Karlshafen bis Polle, das mittlere Nethetal um Brakel, wo ein breiter Ausräum gebildet wurde, das Blomberger Becken und den Pyrmonter Talkessel. Grupe ⁷⁷⁾ deutet diese markante Hohlform als Ausräum im Röt. Gegen die Annahme, daß der Talkessel ein typisches Einsturzbecken infolge Salzauslaugung darstelle, sprechen die regelmäßige Lagerung der Schichten und der Umstand, daß nach Bohrungen das Salzgebirge im tiefsten Teil durchaus intakt geblieben ist. Das Talbecken ist vielmehr das Ergebnis erodierender Kräfte, die hier günstige Bedingungen fanden, da der weiche Röt aufgesattelt wurde und leicht angeschnitten werden konnte. Das Pyrmonter Becken ist also ein typisches Beispiel von Reliefumkehr.

Eine breite Talwanne stellt auch die Hamelner Talweitung dar, die schon zum Unterland überleitet. Hier, im Bereich des Juras, gewinnen die Talungen eine große

⁷⁵⁾ Stolte, Ravensberger Land, 1933, 3.

⁷⁶⁾ Riepenhausen, Ravensberger Land, 1938, hat die Bezeichnung „Nordbucht“ gewählt.

⁷⁷⁾ Grupe, Erl. Bl. Pyrmont, 1927, 8.

Bedeutung. Von Oldendorf an über Rinteln, Löhne-Melle bis nach Osnabrück reihen sich mehr oder minder breite Talungen in Form von Wannen oder schmalen Tal-senken aneinander. Im Osten liegt die Oldendorfer Talwanne, eingearbeitet in Lias, ihr folgt das Rintelner Becken, im Westen durch die Keuperhöhen des Buhn von dem breiten Wesertal bei Hausberge abgetrennt. An sie schließt sich die Else-Werre-Talung, die in 50—75 m Höhe das Ravensberger Land quert. Ab Melle folgt diese Talung der langgezogenen, zwischen Piesberg- und Stockumer Hebungssache eingeschalteten Hasemulde, die in dem Senkungsfeld der Wöste ausläuft. Im Hase-Oberlauf und südlich von Osnabrück verbreitert sich diese Talung erheblich nach Süden entlang dem Quellfluß der Hase und der Düte. Hier steht sie mit der Ibbenbürener Längssenke zwischen Schafberg und Osning in Verbindung.

Über das Alter und die Entstehung gehen die wenigen Arbeiten, die sich mit der Großformung des Weserberglandes befassen, sehr auseinander. Sicher ist, daß im Tertiär zwei Abschnitte zu trennen sind, die durch die oligozäne Meeres-transgression geschieden werden, so daß das Weserbergland einer präoligozänen (alttertiären) und einer postoligozänen (jungtertiären) festländischen Abtragung unterworfen war. Dagegen bestehen über das Ausmaß und die Wirkung der Abtragung sowie über die zweifellos stattgefundenen tektonischen Bewegungen und ihre Folgen sehr entgegengesetzte Meinungen.

Einige Forscher ⁷⁸⁾ beachten in erster Linie die Verflächungen. Sie nehmen durchweg eine alte, präoligozäne Verebnungsfläche an, die vor der Transgression des Oligozän-Meeres das gesamte Weserbergland überzogen hat und bei der die strukturell angelegten Formen nur eine unbedeutende Rolle spielten. Das Präoligozän, so sagt man, war, nachdem das Kreidemeer zurückgewichen war, eine sehr lange Zeit der Abtragung, durch die allmählich alle Schichten, auch die widerstandsfähigsten, erniedrigt wurden, so daß eine Fastebene, eine Rumpffläche entstand. Diese alttertiäre Rumpffläche ist noch in Resten erhalten, sie steigt allmählich nach Süden an und ist dort unter den Basaltdecken vor späterer Zerstörung bewahrt geblieben. Im Oligozän transgredierte das Meer, und „auf seine Ablagerungen folgten nach einer Zeit geringer lokaler Abtragung die limnischen Ablagerungen des Miozäns. Alle diese Tertiärvorkommen sind bis auf wenige Reste an Einbruchsstellen nachträglich wieder zerstört worden“ ⁷⁹⁾. Im Bereich des Muschelkalkes entstand dann ein tieferes postbasaltisches Plateau, eine zweite Verebnungsfläche. Dazu traten junge tertiäre Verbiegungen und tektonische Bewegungen, die das Sollinggewölbe erzeugten und wahrscheinlich auch eine bevorzugte Heraushebung des Pyrmonter Sattels bedingten. Im Oberpliozän und Altdiluvium hob sich das ganze Gebiet, und das veranlaßte eine erneute Tiefenerosion der schon auf der alten Landoberfläche angelegten Flüsse und Bäche. Erst jetzt, also seit dem Jungtertiär, entwickelt sich die Schichtstufen- und Schichtrippenlandschaft, die Strukturen des Unterbaus machten sich bemerkbar. Dennoch blieben an einigen Stellen Reste der alttertiären Rumpffläche erhalten. Damit unterscheiden sich die beiden Abschnitte des Tertiärs nicht nur dem Alter nach, sondern auch in ihrem Ergebnis: im Alttertiär entstand eine Rumpffläche, die für die Anlage des Gewässernetzes entscheidend war, und im Jungtertiär bildete sich die Schichtstufenlandschaft unter Übernahme des alten Gewässernetzes. Besonders strittig ist die alttertiäre Rumpffläche. Für ihre Existenz führt Spreitzer ⁸⁰⁾ folgende Gründe an:

1. beschränkt sich „die noch erhaltene „alttertiäre“ (d. h. mindestens alttertiäre, vielleicht jüngstkretazische) Rumpffläche im Oberharz ... nicht auf diesen kleinen

⁷⁸⁾ Vgl. Matz, Mittleres Weserbergland, 1930; Spreitzer, Pässe und Durchbruchtäler, 1933; Spreitzer, Teutoburger Wald, 1942, 145.

⁷⁹⁾ Matz, Mittleres Weserbergland, 1930.

⁸⁰⁾ Spreitzer, Teutoburger Wald, 1942, S. 147. Pässe und Durchbruchstäler, 1939, Bild 77.

Raum . . . , sondern „sie muß sich auch“ über den ganzen, damals festländischen Teil des deutschen Nordwestens — also auch über das Niedersächsische Berg- und Hügel-land mit dem Teutoburger Wald — ausgedehnt haben“;

2. waren „dieselben Kräfte, die — jedenfalls unter noch günstigeren klimatischen Bedingungen als heute — die harten Diabas- und Kieselschieferzüge des Oberharzes bis zur Rumpflandschaft abtragen konnten, selbstverständlich auch imstande . . . , die doch nicht im selben Maße widerstandsfähigen härtesten Gesteine des Mesozoikums einzuebnen“;

3. hat „sich im Niedersächsischen Berg- und Hügelland trotz größter Verschiedenheiten der „geologischen“ Höhenlage vielfach eine weitgehende Konstanz der Gipfelhöhen erhalten . . . , die nur als Rest einer alten Flachlandschaft zu deuten ist“;

4. sind „viele Züge der Talgeschichte des Raumes nur mit der Annahme einer Rumpfebene als unmittelbarer Ausgangslandschaft der bis auf den heutigen Tag reichenden Landformung zu erklären“;

5. hat „sich auch ganz im Westen, im Osnabrücker Bergland unmittelbar ein Rest dieser Rumpfebene erhalten . . .“

Demgegenüber lehnen Evers⁸¹⁾ und Pittelkow⁸²⁾ die Existenz einer alten einheitlichen Verebnungsfläche ab. Evers unterscheidet ebenfalls die alttertiäre und jungtertiäre Festlandsperiode. Beide führten aber nach ihm zu dem gleichen Ergebnis der Landformung, nämlich zur Bildung einer nach den geologischen Achsen orientierten Schichtstufen- oder -kammlandschaft. Keineswegs entstand im Präoligozän eine Fastebene, eine Rumpffläche, ein einheitliches Niveau, vielmehr muß man bei einer Gesamtbetrachtung des Niederdeutschen Berglandes eine Summe von Flächen unterscheiden, die als Schichtlehnen (Landterrassen) anzusprechen sind und an die widerständigen Gesteinshorizonte anschließen. Die weitere Umformung zur heutigen Schichtstufenlandschaft wurde dann erheblich beeinflusst durch einen jungtertiär-rezenten Großfaltenwurf. Durch ihn wurden der Solling und die nördlich von ihm gelegenen Höhen des Voglers und des Ith längs einer in rheinischer Richtung ziehenden sogenannten Weserachse emporgewölbt. Kötterberg und Pyrmonter Gebiet liegen bereits auf ihrem westlichen Abhang⁸³⁾. Diese Wölbung soll die verschiedenen Höhenlagen der Schichtstufen und der sie ab und zu begleitenden Bergflächen erklären. Wie weit in diesen Großfaltenwurf auch das nordwestliche Weserbergland mit seinen sehr unregelmäßigen Höhen einbezogen wurde, ist fraglich und wurde von Evers nicht untersucht.

Wilhelm⁸⁴⁾, der am Nordrand der Niederhessischen Senken morphologische Untersuchungen durchgeführt hat, nimmt eine vermittelnde Stellung ein. Er muß ebenfalls feststellen, daß „die Festlegung einer alle Landschaften überziehenden Bezugsfläche nicht möglich“ ist. Die heute noch erkennbaren Flächenreste haben alle ein postbasaltisches (d. h. jungtertiäres) Alter, was hingegen nicht ausschließt, daß alttertiäre Verebnungsflächen wieder aufgedeckt wurden. Die jungtertiäre Entwicklung brachte aber nicht, wie Evers meint, direkt und allenthalben eine Schichtstufenlandschaft hervor, sondern es entstanden nacheinander Verebnungsflächen, die heute in verschiedener Höhe liegen. Im ganzen unterscheidet Wilhelm vier Flächenreste am Nordrand der Niederhessischen Senke: 1. das 400-m-Niveau, 2. das 340—350-m-Niveau, 3. das 300-m-Niveau und 4. das 270—280-m-Niveau. Flächenreste gleicher Höhenlage werden sich auch im Weserbergland feststellen lassen; wieweit und Absenkung zu verwerthen sind, läßt sich erst nach eingehenden Untersuchungen

⁸¹⁾ Evers, Niedersächsisches Berg- und Hügelland, 1934/35.

⁸²⁾ Pittelkow, Der Teutoburger Wald, geographisch betrachtet, 1941.

⁸³⁾ Evers, Niedersächsisches Berg- und Hügelland, S. 127.

⁸⁴⁾ Wilhelm, Nordrand der Niederhessischen Senke, 1937.

sich ihr Altersverhältnis klären läßt und wieweit sie für die jungtertiäre Aufwölbung aussagen.

Überhaupt scheinen sich die bisherigen entgegengesetzten Ansichten zum Teil daraus zu erklären, daß man — wie Wilhelm mit Recht ausführt — lokal gebundene Beobachtungen viel zu allgemein auswertet, und daß man „die Tertiärzeit hinsichtlich der Tektonik und der damit zusammenhängenden Sedimentation und Abtragung nicht nur zeitlich, sondern auch regional als zu gleichförmig ansieht. Wir müssen während der Tertiärzeit mit einem wiederholten Wechsel der Heraushebung und Einsenkung sowohl der Gesamtlandschaft als auch einzelner Teile rechnen, wie sich vor allem aus tertiär-stratigraphischen Untersuchungen ergeben hat . . . Und da die Entwicklung einer Schichtstufenlandschaft auch eine tektonische Heraushebung zur Voraussetzung hat, war es durchaus möglich, daß sich zu gleicher Zeit in tektonisch verschieden bewegten Schollen eine Schichtrippenlandschaft und eine Fläche entwickelten, die uns heute nebeneinander, falls sie nochmals nachträglich zugeschüttet wurden, nach der Abtragung des Tertiärs entgegentreten“⁸⁵⁾.

c) Die quartären Deckschichten und ihre Formen (Abb. 8,9)

Eine besondere Note erhält das Weserbergland durch die glazialen Formen, die einigen Landschaften ein besonderes Gepräge geben. Von der ersten, der Elstereiszeit, sind nur wenige Spuren erhalten. Grupe⁸⁶⁾ vermerkt Reste bei Lüchtringen, Köllerbeck, Schwalenburg, südlich von Lügde, Ärzen, Höxter und Holzminde. Die entscheidende Eiszeit war die zweite, die Saaleeiszeit. Die Südgrenze der Vergletscherung läßt sich heute einigermaßen genau feststellen. Vom Haarstrang kommend, biegt sie vor der Egge und dem Lippischen Walde nach Norden um und läuft über Dalheim, Neuenbeken, Schlangen, Haustenbeck nach Augustdorf. Erst hier, in der Nähe der Dörenschlucht, quert sie den Osning, umfaßt die Werretalung und das Detmolder Hügelland (Hiddessen, Heiligenkirchen, Schonemark), während das Steinheimer und Blomberger Becken außerhalb bleiben, zieht dann über Großenmarpe um den Winterberg durchs Begatal nach Elbrinchen und von dort südlich des Pyrmonter Beckens nach Hameln an die Weser⁸⁷⁾. Die Linie deckt sich weitgehend mit der „Grenzlinie der Verbreitung nordischer Geschiebe“, die Dechen auf seiner Übersichtskarte 1 : 500 000, 1866, angibt⁸⁸⁾. Mithin lagen die südlichen Landschaften des Oberlandes außerhalb der Vergletscherung, hier machten sich nur periglaziale Vorgänge bemerkbar⁸⁹⁾. Wieweit alle Höhen des Lippischen Berglandes auch tatsächlich bedeckt waren, läßt sich nicht mehr feststellen, da an den oberen Hängen und Kuppen heute jegliche Reste fehlen. Renner meint, „daß das schuttbeladene Eis . . . sich wohl nur in den Tälern vorwärtsschob und deren Abhänge bekleidete, daß aber die Höhen, wenn überhaupt, so von solchem Eis überschritten wurden, das frei von nordischen Gesteinsmassen war“⁹⁰⁾.

Unter den glazialen Ablagerungen ist die Grundmoräne flächenmäßig am bedeutendsten. Sie stellt ein schichtungsloses Gemenge von Mergel, Sand, Kies und großen Geschieben (Granite, Gneise und Feuersteine) dar. Auch enthält sie mancherorts als Lokalfacies zahlreiche einheimische Gesteine. Heute ist die Grundmoräne allenthalben entkalkt und verdient mit Recht nur noch die Bezeichnung Geschiebelehm. Ihre Mächtigkeit wechselt sehr, die tiefsten Decken — bis zu 20 m — wurden an der Südgrenze festgestellt, im Werretal bei Detmold (am Schweineberg und

⁸⁵⁾ Wilhelm, Niederhessische Senken, 1937, 121.

⁸⁶⁾ Grupe, Erl. Bl. Schwalenberg, 1927; Erl. Bl. Pyrmonnt, 1927.

⁸⁷⁾ Grupe, Erl. Bl. Pyrmonnt, 1927, 30.

⁸⁸⁾ In neueren Arbeiten wird häufig die Diemel als Südgrenze angegeben, was nach den geologischen Spezialkartierungen nicht zutrifft.

⁸⁹⁾ Krüger, Periglaziale Frostverwitterung, 1932/33.

⁹⁰⁾ Renner, Erl. Bl. Bösingfeld, 1931, 41.

westlich von Spork) und im oberen Begatal. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit rasch ab. Auf Meßtischblatt Lage wurden nur 2—8 m mächtige Grundmoränendecken festgestellt. Renner ⁹¹⁾ erklärt das damit, daß die Grundmoräne am Südrande endmoränenartig angehäuft wurde.

Der Geschiebelehm bedeckt heute, soweit er nicht vom Löß überlagert wird, durchweg die tieferen Lagen, die Flachmulden und Ausräume des nördlichen Weserberglandes, während die Kuppen und höheren Bergplatten von ihm frei sind. Zutage tritt er heute in der Werre- und Bega-Talung bis Bartrup; im Detmolder Hügelland sind schon manche Höhen vom Geschiebelehm entblößt. Im Bösingfelder Keupergebiet beschränkt er sich ebenfalls auf die Extertalung, nach Norden flußabwärts an Ausdehnung zunehmend. Auch im Valdorfer Bergland ist er reichlich in den Talungen der kleineren Bäche vertreten, während er auf der niedrig gelegenen Vlothoer Keuperbergplatte südlich der Werre fehlt. Besonders verbreitet ist der Geschiebelehm mit 2 m mächtigen Decken in der Oldendorfer Talwanne. Auch im Osnabrücker und Tecklenburger Hügelland bedeckt die Grundmoräne heute große Flächen, besonders im Schleddehauser Hügelland, in der Dütetalung und auf den Bergfußflächen am Wiehengebirge, am Osning und am Schafberg. In dem zwischen dem Schafberg und dem Piesberg bis an die Hase vorstoßenden Cappeller Flachland überdeckt sie nicht nur die geringen aus triassischen und jurassischen Ablagerungen aufgebauten Höhen, sondern bildet auch selbständige, von Niederungen umgebene flache Höheninseln, die ganz und gar an die Geestplatten des Westfälischen Tieflandes erinnern. Hier bildet also die Grundmoräne ein selbständiges Formenelement. In den andern Landschaften des Weserberglandes fällt ihr hingegen nur die Aufgabe zu, präglazial geschaffenes Relief zu überdecken und die schrofferen Geländeunterschiede auszugleichen. Sie verstärkt in den breiten Mulden und Talungen den Charakter der Ebenheit und Flachwelligkeit und mindert in den hügeligen Landschaften die Bewegtheit des Geländes. Andererseits ist die Grundmoräne maßgebend für Bodenart und Bodentyp; das Muttergestein ist in den grundmoränenüberzogenen Landschaften in dieser Hinsicht fast belanglos.

Für das Relief bedeutsamer sind hingegen die nicht kleinen Kies- und Sandkuppen, die oft selbständige Formengemeinschaften bilden. Sie ordnen sich vielfach zu einzelnen Bögen und Reihen an. Solche Kieskuppen lassen sich einmal südlich des Osnings von Riesenbeck bis Hilter verfolgen. Sie bestehen aus geschichteten Sanden, die von groben Kiesen und Kiespackungen durchsetzt sind. Dagegen fehlen Blockpackungen ⁹²⁾. Durchweg liegen die Kieskuppen vor einem Paß und ordnen sich oft halbkreisförmig an. Ein schönes Beispiel ist in dieser Hinsicht der Kuppenkranz bei Iburg. Die Höhe der Kuppen nimmt von Westen nach Osten zu: Die Kieskuppe bei Riesenbeck ist 49 m, die bei Brochterbeck 65 m und die Voßegge bei Iburg sogar 132 m hoch.

Im Osnabrücker Land finden sich ähnliche Kieskuppen in der Hellener Juramulde, bei Hagen und Holperdorf im Dütetal. Wichtiger ist ein Kuppenbogen, den Burre ⁹³⁾ im Ravensberger Land verfolgt hat. Er zieht sich von Ennigloh nordwestlich von Bünde über Siele-Enger bis Elverdissen und setzt sich aus mehreren Sand- und Kiesmassen zusammen, die zum Teil mit Geschiebelehm überdeckt sind. Die Erhebungen sind nicht sehr bedeutend, nur der Liesberg (118 m) bei Enger und die Oldinger Mark (131 m) ragen bemerkenswert aus ihrer Umgebung heraus. Die Sande zeigen durchweg Diagonalschichtung. Hier und da sind Kiesbänke eingeschaltet. Die Größe der Gerölle schwankt außerordentlich; neben ganz großen Geschieben, die nicht sehr zahlreich sind, findet man alle Abstufungen bis zum feinen Grad.

⁹¹⁾ Renner, Erl. Bl. Bösingfeld, 1931, 41.

⁹²⁾ Haack, Erl. Bl. Lengerich, 1935, 17.

⁹³⁾ Burre, Erl. Bl. Herford-West, 1926.

Alle genannten kiesigen Ablagerungen werden nach Höhe und Ausdehnung weit übertroffen von den Kieskuppen im Rintelner Wesergebiet. Einmal häufen sie sich nördlich der Weser vor den Pässen des Wesergebirges und erzeugen in der an und für sich flachwelligen, grundmoränenbedeckten Landschaft östlich von Hausberge oft ein sehr bewegtes Relief. Ebenso bedeutend sind die Kiesablagerungen südlich der Weser bei Rinteln. Hinter den flachen Talterrassen ragt hier „ein durch große Waldungen freilich vielfach verdecktes wahres Labyrinth von diluvialen Kiesbergen hervor, ein Gewirr von unzähligen Kuppen und kurzen Rücken, die aus Sanden und Kiesen bestehen“⁹⁴⁾. Die Kuppen erreichen ansehnliche Höhen bis zu 146 m und verhüllen, vom Wesertale aus gesehen, vollständig das höhere, bergige Keuperland. Durchweg setzen sie sich aus einem Gemenge von einheimischem und nordischem Material zusammen, die Größe der Geschiebe schwankt, Sand ist in mehr oder minder großem Umfange beigemischt, ohne daß in seiner Lagerung eine bemerkenswerte Gesetzmäßigkeit zum Ausdruck kommt. Größe und Umfang der Ablagerung sind hier so bedeutend, daß wir diese kuppige Landschaft als einen besonderen Formentyp aussondern müssen.

Ähnliche, wenn auch kleinere Kieskuppen finden sich endlich noch bei Hameln östlich der Weser, die Basberge und Düttberge. Sie besitzen den gleichen Aufbau und erscheinen heute als unregelmäßig gestaltete, breite und schmale, kurze und lange Rücken und als runde und längliche Kuppen.

Über die Deutung der aufgezählten Kieskuppen besteht zwar keine einheitliche Auffassung, doch scheint man in neuerer Zeit immer mehr dazu zu neigen, sie als endmoränenartige Bildungen anzusprechen. Die Kieskuppenreihe am Osning faßt Bärtling⁹⁵⁾ als einen Endmoränenzug auf, der bei einer Stillstandslage des zurückweichenden Gletschers, dem Osningstadium, entstanden sei. Trotz des Fehlens von Kieskuppen südöstlich von Hilter nimmt man an, daß das Eis auch hier am Bielefelder Osning längere Zeit gelegen hat. Darauf deuten die ausgedehnten Sandflächen der anschließenden Emsebene hin, die — da nordische Geschiebe vorhanden sind — als Sander gedeutet werden⁹⁶⁾. Die Kiesablagerungen im Osnabrücker Land spricht Haack⁹⁷⁾ als kamesartige Bildungen an, ohne ihre Entstehung im einzelnen zu erläutern. Die gleiche Ansicht vertritt Dienemann⁹⁸⁾ für den Herforder Kieskuppenbogen. Burre⁹⁹⁾ deutet ihn hingegen als Endmoränenbogen, der bei einem Rückzugsstadium entstanden sei. Dabei sei das Eis nicht über das Wiehengebirge, sondern durch die Porta-Lücke nachgeschoben worden. Die Höhen von Vlotho zwangen den Gletscher, nach Westen auszuweichen, und so erklärt sich der nach Nordostnord offene Bogen der Kieskuppen. In den sandig-kiesigen Ablagerungen des Rintelner Gebietes sah Spethmann¹⁰⁰⁾ typische Endmoränen des Inlandeises. Wegner¹⁰¹⁾ und Driever¹⁰²⁾ halten sie für rein fluviatile Absätze der Weser. Hingegen haben Grupe¹⁰³⁾ und Stach¹⁰⁴⁾ ausgeführt, daß es sich um gewaltige, über die heutige Weser südwärts hinausgreifende und talaufwärts bis in die Gegend von Rinteln sich ausbreitende, endmoränenartige Ablagerungen von dem am Wesergebirge stationären Inlandeise der mittleren Eiszeit handelt. „Es waren also Schmelzwasserfluten des Inlandeises, die diese Kiesmassen aufgeschüttet haben. Die Aufschüttung geschah in Form von großen, fächerförmigen Schuttkegeln in stark bewegten Schmelzwässern, die ihre

94) Naumann, Erl. Bl. Rinteln, 1922, 4.

95) Vgl. auch Haack, Erl. Bl. Lengerich, 1935, 22.

96) Mestwerdt, Erl. Bl. Brackwede, 1926, 17.

97) Haack, Erl. Bl. Lengerich, 1935, 17.

98) Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1940, 53.

99) Burre, Erl. Bl. Herford-West, 1926, 25.

100) Spethmann, Mittlere Weser, 1908.

101) Wegner, Geologie, 1926.

102) Driever, Längstal Porta-Osnabrück, 1921.

103) Grupe, Kamesbildungen, 1930.

104) Stach, Die Eisrandbildung, 1930.

Richtung fortwährend wechselten und vielfach eben erst gebildete Kieslager wieder umlagerten. Das in den Kiesen enthaltene Wesermaterial entstammt wohl größtenteils denjenigen Weserkiesen, die älter als die mittlere Terrasse der Weser sind, zum großen Teil auch dieser selbst¹⁰⁵⁾. Die Hamelner Kiesberge deutet hingegen Grupe¹⁰⁶⁾ als Endmoränen, die während einer Stillstandslage durch fließendes Wasser nahe dem Eisrand entstanden sind. Der Vorstoß des Eises ins Wesertal erfolgte nicht nur aus dem nördlichen Hameltal, sondern auch über den die Keuperhöhen der Obensburg und Hasselburg trennenden Paß bei Voremburg hinweg, wo Geschiebemergel und glaziale Sande noch in einzelnen Fetzen erhalten sind. Danach scheinen, wenn man die Ansichten insgesamt überprüft, der Herforder und der Hamelner Kieskuppenbogen einem gleichalten Stadium zu entsprechen, bei dem das Inland noch innerhalb des Weserberglandes lag. Dagegen entstanden die Rintelner Aufschüttungen in einer Zeit, als das Eis noch nördlich der Wiehen-Weserkette lag¹⁰⁷⁾.

Auffällig gering sind im Weserbergland die Sander. Fluvioglaziale Sande treten nur hier und da oberflächlich zutage. Zweifellos sind Vor- und Nachschüttungsande abgelagert worden; doch wurden sie, wie Burre¹⁰⁸⁾ ausführt, später von Löß überdeckt. Nur im südwestlichen Osningvorland, in der Senne, kam es zu einer großen Sanderbildung. Hier wurden vor allem die mächtigen Sanddecken, die auf der Egge und dem Osning infolge einer tiefgreifenden Verwitterung im jüngeren Tertiär und älteren Diluvium in einer Mächtigkeit bis zu 100 m entstanden waren, von den Schmelzwässern abgewaschen und ins Vorland transportiert¹⁰⁹⁾ (Abb. 30, 31).

Zu den wichtigen eiszeitlichen Ablagerungen gehört auch der Löß. Er ist meistens infolge tiefgründiger Verwitterung nur noch als entkalkter Lößlehm erhalten. Seine Mächtigkeit schwankt, so daß bei geringer Lößbedeckung der Einfluß des Muttergesteins sich noch in Wasserführung und dergl. bemerkbar macht (vgl. Steinheimer Mulde). Trotz seiner geringen Kornbindung bildet der Lößlehm steile, manchmal senkrechte Hänge und Böschungen, die auch ohne Vegetationsbedeckung lange Zeit stehenbleiben, ohne abzurutschen. Diese Eigenschaft ist u. a. für die Gestaltung der Sieke ausschlaggebend. Durchweg überdeckt der Löß als weichseleiszeitliche äolische Ablagerung die Grundmoräne der Saaleiszeit. Wie sie bevorzugt in Senken und Flachmulden, so daß die Verbreitung des Lößes geradezu die Verteilung der Hohlformen widerspiegelt. Im Oberland sind das obere Diemetal bis 140—160 m an den Talhängen empor, das Brakeler Nethetal mit der Hainhauser Senke und vor allem die Borgentreicher Keupermulde, die Steinheimer Flachmulde und das Blomberger Becken von Löß ausgefüllt. Teilweise reicht der Löß bis 260—270 m an den Hängen empor. Er liegt vor allem an den westlichen und südlichen Flanken. Auch im Wesertal ist Lößlehm sehr verbreitet, wenn auch des öfteren die Grundmoräne, wie in der Oldendorfer Wanne, in breiten Flächen zutage tritt. Das größte Lößgebiet des Weserberglandes ist das Ravensberger Land. Mit Ausnahme der fleckenartig herausspringenden, meist nicht sehr umfangreichen Gebiete, in denen mesozoische, tertiäre und ältere diluviale Bildungen an der Oberfläche erscheinen, und außer den schmalen Streifen der Talböden, bildet überall der Löß die Bodendecke. Auch die nördlich der Wiehenkette gelegene Fußfläche ist von Löß überzogen. Im Osnabrücker Land beschränkt er sich hingegen auf den Osten und Südosten; so trifft man ihn an den Flanken der Meller Höhen, im Holter Hügel-land und in der Öseder Mulde. Nach Tietze¹¹⁰⁾ liegt Lößlehm auch an der Ostflanke des Schafberges. Wie die Grundmoräne gleicht der Löß die schrofferen Reliefunterschiede

105) Naumann, Erl. Bl. Rinteln, 1922, 41.

106) Grupe, Erl. Bl. Kirchohsen, 1916, 8.

107) Burre u. Naumann, Erl. Bl. Hameln, 1927, 50.

108) Burre, Erl. Bl. Herford-West, 1926.

109) Keilhack, Erl. Bl. Senne, 1918, 19.

110) Tietze, Mittleres Emsgebiet, 1906, und Ibbenbüren, 1908.

aus und beeinflußt ebenfalls im hohen Maße Bodenart und Bodentyp. Seine Bedeutung ist in dieser Hinsicht so groß, daß man von Lößlandschaften sprechen kann. Ihnen gegenüber stehen die Grund- oder Altmoränenlandschaften und als letzte Gruppe die Kieskuppenlandschaften.

Fast bedeutungslos für die Charakteristik der Oberflächenformen sind die alluvialen Formen, abgesehen von den Talalluvionen. Dennoch seien hier zwei Formen, Dünen und Moore, angeführt, die noch einmal die Übergangstellung des Weserberglandes beleuchten. Dünen finden sich im Osnabrücker Land in der Haseniederung und in der Pivitsheide nordwestlich von Detmold. Für die Entstehung der letzteren sind Westwinde entscheidend. Durch sie wurden Flugsande aus der Senne über den Lippischen Wald getragen und in gering entwickelten Dünenformen östlich der Höhenkette im Lee wieder abgesetzt. Weit wichtiger ist — im Hinblick auf die pflanzengeographische Stellung — die Verteilung der Moore. Niedermoore sind häufig und nicht so bezeichnend. Hingegen finden sich Hochmoore an drei Stellen. Das höchste liegt auf der Hochfläche der Mörth, nördlich von Schwalenberg in 420—440 m Höhe. Es entstand infolge ungenügenden Abflusses auf undurchlässigen Rhät-Tonen. Die Moorbildung ist heute sehr schwach entwickelt (10—30 cm), so daß man das Ganze nur als ein Anfangsstadium bezeichnen kann. In seiner Höhenlage gleicht es dem Hochmoor an der Westseite des Sollings, das ebenfalls bei 390—400 m liegt. Die beiden anderen Hochmoore liegen erheblich tiefer und nördlicher. Das Hiddeser Bent südlich von Pivitsheide erhebt sich als ein mit Hochwald bedecktes Gehängemoor am Nordrand des Lippischen Waldes in 180—185 m Höhe. Nach dem Pflanzenbestand zu urteilen, besitzt es „einen hochmoorigen Charakter, der auch da anhält, wo es . . . eine ebenere Lage einnimmt. Hier findet sich sogar noch schwimmendes Moor, das als Schwingmoor zu bezeichnen ist und nach seiner Vegetation innerhalb des im übrigen als Hochmoor entwickelten Torflagers einen Zwischenmoorcharakter besitzt“¹¹¹⁾. — Das dritte Hochmoor liegt in 170 m Höhe auf dem Buhnberg bei Vlotho. Nach Naumann¹¹²⁾ handelt es sich um kleine Reste eines vormals größeren Komplexes.

IV. Flußnetz und Täler

a) Das Gewässernetz (Abb. 6)

Das Weserbergland gehört zu zwei Flußgebieten, zum Wesereinzugsbereich und zum Emsgebiet. Dabei liegt die Ems außerhalb des Berglandes, während die Weser bis Oldendorf die Ostgrenze bildet und von dort bis zur Porta innerhalb des Berglandes fließt. Die Hauptwasserscheide liegt im Westen auf der Egge und dem Osning. Sie hält sich dabei nicht immer an den Hauptkamm, sondern wechselt von den niedrigeren Vorhöhen zu den höheren Ketten. Bis Hartröhren (westlich von Berlebeck), dem hydrologischen Knotenpunkt zwischen Weser, Ems und Rhein, grenzt die Weserwasserscheide an das dem Rhein tributäre Lippesystem. Von da ab scheidet der Osning bis zum Hankenüll (307 m) nordwestlich von Borgholzhausen das Wesergebiet von dem ebenfalls nach Norden gerichteten Ems-einzugsbereich. Dann verläßt die Ems-Weserwasserscheide die Bergzüge des Osnings und quert die Schwelle in fast nördlicher Richtung über Wellingholzhausen, Gesmold nach Westerhausen, biegt nach Nordosten ab und zieht über die Meller Höhen nach Buer zu den Oldendorfer Höhen bei Lübbecke. Damit gehört das Ravensberger Land hydrographisch zum Oberland, das durchweg nach Osten abdacht, während das Tecklenburger und das Osnabrücker Land als Unterland hydrographisch zur Ems

¹¹¹⁾ Harbort, Keilhack, Stoller, Erl. Bl. Lage, 1917, 51.

¹¹²⁾ Naumann, Erl. Bl. Vlotho, 1922.

nach Westen ausgerichtet sind. Die Nordabdachung spielt im Weserbergland nur eine untergeordnete Rolle, wenige Flüsse greifen von Norden her durch die Wiehenkette hindurch. Ebenso fehlt dem Bergland eine ausgesprochene Südabdachung, wenn man nicht den Diemelbezirk dazu rechnen will.

Schon diese, aus der Abgrenzung der Haupteinzugsbereiche abzuleitende hydrographische Gliederung, die mit der bisherigen, aus der Höhengestalt gewonnenen orographischen Großgliederung in Oberland und Unterland nicht übereinstimmt, deutet darauf hin, daß im Weserbergland im Gegensatz zum Südergebirge das Gewässernetz für die Aussonderung von Landschaftsgebieten eine untergeordnete Rolle spielt. Wohl werden wir bei der Abgrenzung des Ravensberger Landes gegen das Osnabrücker Land hydrographischen Linien folgen; aber dafür ist die Wasserscheide an sich nicht entscheidend, die hier, zwischen Hase und Else, orographisch kaum hervortritt, sondern maßgebend ist die Änderung des gesamten Reliefcharakters. So werden wir bei der weiteren Betrachtung nicht die Abdachungen als gliederndes Prinzip heranziehen, sondern es wird sich zeigen, daß sich das Gewässernetz der bisher gewonnenen Großgliederung in Oberland und Unterland unterordnet. Die geringe raumordnende Kraft, die dem Gewässernetz des Weserberglandes im Gegensatz zu dem des Südergebirges eigen ist, mag darin begründet liegen, daß die Nebenflüsse sehr unbedeutend und gering entwickelt sind. Zwar sind es Nebenflüsse erster Ordnung, aber ihr Lauf ist sehr kurz, wie überhaupt das Gebiet der Oberweser gegenüber dem Quellgebiet (Fulda und Werra) mit den bedeutenden Nebenflüssen (Eder) eine erhebliche Einschnürung erfährt. Nur das Wesertal selbst tritt als selbständige hydrographisch bedingte Einheit hervor.

Die Weser. Sie hält in ihrem Verlauf von Karlshafen zunächst eine kleine Strecke die westliche Richtung ein, dann biegt sie nach Norden um und behält trotz einiger eingeschalteter Schlingen bis Holzminden durchweg die Nordostnordrichtung. Zugleich bildet sie bis Hajen den Randfluß der Muschelkalkstufe. Nach einer weiteren Schlinge fließt sie bis Oldendorf nach Nordwesten, um bis Vlotho nach Westen umzubiegen. Bis Rehme nimmt sie die nordwestliche Richtung auf, winkelt dann nach Nordosten um und durchbricht die Porta, um die alte, mehr nördliche Richtung einzuschlagen. Im großen betrachtet, sind es zwei Richtungen, die den Verlauf bestimmen, die rheinische nordostnördliche im Süden und die hercynische im Norden. Damit ordnet sich der Hauptfluß in seiner Linienführung den Strukturen unter, die im Süden durch das Sollinggewölbe und die begleitenden Schichtstufen und im Norden durch das Lipper-Pyrmonter Hebungsgebiet bestimmt werden. Auffällig ist nur das plötzliche Umbiegen bei Vlotho und Rehme und der Durchbruch durch die Porta. Driever¹¹³⁾ hat deshalb angenommen, daß die Weser einmal das Werre-Hase-Längstal und damit den alten, durch die Strukturen des Unterlandes bezeichneten Weg benutzt hätte. Dienemann¹¹⁴⁾ lehnt diese Auffassung ab; die Drierverschen Terrassen sind nach ihm Schmelzwasserabsätze. Die Weser sei schon vor der vorletzten Eiszeit durch die Porta nach Norden geflossen. Beim Herannahen des Eises wäre sie jedoch bei Minden abgelenkt worden und hätte hier im nördlichen Vorland des Wiehengebirges in breiter Fläche mächtige Schotter abgelagert, die später von der Grundmoräne überdeckt wurden. Spreitzer¹¹⁵⁾ möchte hingegen Driever insofern Recht geben, als er eine elstereiszeitliche Ablenkung der Weser durch das Werre-Hasetal für möglich hält. Doch hat schon vor der Eiszeit der Weserdurchbruch bestanden, der also präglazial ist. Aber auch das schließt nach Spreitzer nicht aus, daß in einer noch älteren Zeit vor der präglazialen Ausbildung des

¹¹³⁾ Driever, Längstal Porta-Osnabrück, 1921.

¹¹⁴⁾ Dienemann, Erl. Bl. Melle, 1939.

¹¹⁵⁾ Spreitzer, Pässe und Durchbruchstäler, 1933.

Durchbruchs die Weser einen westlichen Abfluß nahm. Dafür sind keine Unterlagen gegeben, nur das Bestehen der weiten, subsequenten Ausräumungszone südlich des Wiehengebirges läßt diese Möglichkeit der Deutung zu. Genetisch ist der Weserdurchbruch der Entwicklung der übrigen Pässe und Durchbruchstäler gleichzusetzen.

„Wenn der Weserdurchbruch“, so bemerkt Spreitzer¹¹⁶⁾, „vor allem durch die Größe des Flusses seine Eigenart erhält, dann ist es von Bedeutung, daß der engere Gebirgsabschnitt, in dem er angelegt ist, von Osten her — der Richtung, aus der die Weser kommt — der erste ist, dem nicht mehr eine zweite Bergkette im Norden vorgelagert ist, wie es weiter östlich der Fall ist (Bückeberge-Harrl). Ein in diesem engeren Bereich der Kette entstehender Paß war dem östlichen gegenüber im Vorteil. Unmittelbar vom Tiefland aus griff die Tiefennagung rascher in einem hier sich bildenden Paßtälchen zurück. So konnte sich frühzeitig ein Durchbruchstal vom nördlichen Vorland zu der Zone der weicheren Dogger- und Liasgesteine des südlichen Vorlandes entwickeln, in dem eine Ausräumung leicht möglich war. Vielleicht bietet die von diesem Durchbruchstal ausgehende rückschreitende Erosion überhaupt den Ausgang für die Entstehung der Weser im Bergland.

Eine verwandte Vorstellung ergibt sich, wenn wir die Möglichkeit ins Auge fassen, daß südlich der Kette bereits ein größerer Fluß mit allgemeiner Richtung gegen Westen bestanden hat, noch ehe der (präglaziale) Durchbruch vollendet war, daß also schon in einer Zeit vor den oben erwähnten, erst nach der Bildung des Durchbruchs erfolgten eiszeitlichen Ablenkungen ein früherer westlicher Abfluß vorhanden war. Eine derartige Annahme läßt sich theoretisch denken. Dann konnte, wenn die Paßerniedrigung bis zur Entwicklung eines Durchbruchs fortgeschritten war, eine Flankenanzapfung stattfinden und den Fluß in das Durchbruchstal ziehen, an dessen weiterer Ausgestaltung er selbst Anteil nahm.

In beiden Fällen ist aber die gesetzmäßige Paß- bzw. Durchbruchstalbildung, wie wir sie allgemein so vielfach in unserm Gebirgszuge beobachten, Ausgang für die Entstehung des Weserdurchbruchs“. Dagegen lehnt Spreitzer eine dritte Möglichkeit ab. „Sicher gehen“, so meint er, „Grundzüge des heutigen Talnetzes auf die Entwässerung der alten Rumpfebene zurück, die nach einer alttertiären Anlage noch längere Zeit bestanden hat. Von dieser Vorstellung ausgehend, könnte eine auf der alten Rumpfebene dieses Gebietes angelegte Urweser als schon vorhandener Fluß an der Stelle der Porta festgelegt worden sein und sich dann bei der allgemeinen Landhebung, die die Rumpffläche hob und im Gefolge auch zur Herausarbeitung der Schichtrippe der Weserkette und des Wiehengebirges führte, im harten Gestein der Weserkette behauptet haben. Gegen diese Annahme spricht, daß der Portadurchbruch so eng ist. Wenn ein Fluß von der Größenordnung der Weser — mag er auch zunächst noch nicht das ganze heutige Einzugsgebiet besessen haben — die gesamte Ausgestaltung des Durchbruchs bewirkt hätte, dann wären im Durchbruchstal wohl zweifellos trotz der Härte des Gesteins gewisse — sonst in unserem Bereich erwiesene — Haltepunkte der Erosion als Felsterrassen festgelegt worden. Wir finden aber keine solche. So dürfen wir mit einiger Sicherheit eine derartige Entstehung ablehnen und auch die Bildung des größten Durchbruchstaales des ganzen Gebirgszuges mit den Gesetzen der Paßerniedrigung in dem oben ausgesprochenen Sinne — mit zwei Teilmöglichkeiten — erklären.“

Was das Tal der Weser anbelangt, so ist trotz der schwankenden Breite allenthalben ein Terrassenohental entwickelt. Über Zahl und Deutung der Terrassen besteht aber keine Einigkeit. Zwei Hauptansichten, deren Vertreter Grupe¹¹⁷⁾ und

116) Spreitzer, Pässe und Durchbruchstäler, 1933, 47 f.

117) Grupe, Flußterrassen des Wesergebietes, 1911.

Siegert¹¹⁸⁾ sind, stehen sich gegenüber. Beide stimmen überein in der Ansicht, daß die Tiefenerosion zur Pliozänzeit beginnt. Grupe nimmt nun an, daß das Wesertal in der Pliozänzeit bis zu etwa 20 m über der heutigen Talsohle vertieft wurde, um dann bis etwa 60 m vom oberen Rand wieder zugeschüttet zu werden. Erneutes Einschneiden und Zuschütten wechselten ab. Somit sind die hohen Schotterreste Relikte ein und derselben Aufschüttung; die Terrassen entstehen dabei in den Glazialzeiten. Siegert sieht in all diesen Resten verschiedene Akkumulationsphasen, getrennt durch Erosionsperioden. Er konstruiert ein eingehendes Längsprofil durch das Gesamtstromgebiet und bringt damit die Reste in Zusammenhang, deren Höhe durch Messungen von Ober- und Unterkanten nach Möglichkeit genau bestimmt werden. Die Terrassen entstehen dabei im Interglazial. Landschaftlich bedeutungsvoll sind zwei Terrassen: die Niederterrasse, die 3—4 m über der Talsohle liegt, und die Mittelterrasse, die sich in etwa 15 m Höhe über dem heutigen Flußspiegel hinzieht.

Wegen der großen Breite und der Tiefenlage ist das Wesertal in seinem gesamten Verlauf als ein selbständiger Naturraum anzusehen. Im einzelnen lassen sich acht **A b s c h n i t t e** herausstellen:

1. Von Herstelle bis Fürstenberg: das Beverunger Wesertal. Der Fluß fließt hier in 94—92 m Höhe. Das linke Ufer wird vom Muschelkalksteilhang gebildet, der bis 300 m aufragt. Rechts erfolgt der Anstieg allmählich über 150 auf 250 m. Im ganzen stellt dieser Abschnitt ein Engtal dar, das durch das Vorspringen des Steinberges (146 m) und des Heggeberges (168 m) nach Norden abgeriegelt wird.

2. Von Goddelheim bis Reileifzen: das Höxtersche Wesertal. Bei Goddelheim, wo die Nethe mündet, weitet sich das Wesertal. Die Weser sinkt von 92 m auf 78 m. Sie mäandriert in einem breitenentwickelten Talboden, links ragt noch immer die Steilstufe des Muschelkalks empor, rechts ist der Anstieg zum Solling sanfter. Unter- und Mittelterrasse sind gut entwickelt.

3. Von Reileifzen bis Hellen: das Bodenwerder Wesertal. In diesem Abschnitt durchfließt die Weser ein Engtal, das links und rechts von Muschelkalkhöhen eingerahmt wird. Die frühere Schlingenbildung, die noch an dem Umlaufberg des Schaffberges (261 m) südlich von Hellen zu erkennen ist, tritt heute nicht mehr deutlich hervor.

4. Von Hellen bis Wehrbergen: die Hamelner Talweitung. Von Hajen an weitet sich das Wesertal, nur einmal von dem hart an das Westufer herantretenden Bückeburg (160 m) bei Kirchohnsen eingeengt, immer mehr und behält den Charakter einer Weitung bis oberhalb von Hameln, wo der Trias-Sattel im Hamelner Stadtwald nahe an den Fluß heranrückt. Von links kommen die bedeutenden Flüsse Emmer und Humme, von rechts die Hamel. Der Weserspiegel senkt sich von 70 m auf 60 m. Die begleitenden, aus Keuper aufgebauten Höhen (bis 240 m) weichen vom Fluß zurück und sind durch breite Talungen unterbrochen. Mittelterrasse und Niederterrasse begleiten in gleich guter Ausbildung die breite Talaue.

Nach einer kurzen Einengung bei Wehrbergen weitet sich das Wesertal wieder zu einer breiten Talwanne, die in die leicht ausräumbaren Liasschichten eingearbeitet ist und sich bis Erder, wo die Lippische Pforte ansetzt, erstreckt. Eine geringe Einschnürung durch die nach Norden vorragenden Höhen des Wennenkamper Sattels (Hünenburg 230 m) trennt das Oldendorfer Becken von der Rintelner Wanne.

5. Von Wehrbergen bis Großenwieden: die Oldendorfer Wesertalung. Hier sinkt die Weser nur von 60 auf 59 m, hält bis Oldendorf die Nordwestrichtung ein, um dann nach Westen abzubiegen. Die Talaue ist sehr breit, ebenso ausgedehnt sind Nieder- und Mittelterrasse. Hingegen sind Zahl und Bedeutung der ins Oldendorfer Becken einmündenden Nebenbäche sehr gering.

¹¹⁸⁾ Siegert, Entwicklung des Wesertales, 1912; Pliozän und diluviale Terrassen, 1921/22.

6. Von Großenwieden bis Erder: das Rintelner Talbecken. Es ist schon ganz ost-westlich gerichtet. Von Süden kommt ein bedeutender Nebenfluß, die Exter, die der Silixer Mulde folgt und hier eine buchtartige Erweiterung des Rintelner Beckens nach Süden bedingt. Die Zuflüsse sind infolge der nahen Lage des Wesergebirges unbedeutend.

7. Von Veltheim bis Holtrup: die Lippische Pforte. Bei Veltheim verläßt die Weser in 51 m Höhe das Rintelner Becken, durchfließt in einem Engtal die über die Weser in die Buhn hineinragenden Keuperhöhen des Lippischen Berglandes und sinkt dabei auf 45 m. Links und rechts wird die Strecke von schmal entwickelten Terrassen begleitet. Auffällig ist, wie schon erwähnt, das plötzliche Umbiegen des Weserlaufes bei Vlotho in die nordwestnördliche Richtung.

8. Von Holtrup bis Hausberge: die Rehmer Talweitung. Bei Holtrup weitet sich das Tal bis Hausberge, von links empfängt die Weser ihren bedeutendsten Nebenfluß, die Werre. In 43 m Höhe durchquert die Weser dann den letzten Abschnitt, die Westfälische Pforte.

Die hier ausgeschiedenen Abschnitte lassen sich ungezwungen nach der vorherrschenden Richtung des Flusses zu zwei Gebieten zusammenfassen. Bis Hajen reicht das rheinisch gerichtete Obergebiet, dem sich das hercynisch gerichtete, durch breite Talwannen ausgezeichnete Untergebiet anschließt. Ersteres ist zweifellos noch ganz zum Oberland zu rechnen, während der untere Abschnitt als Ausstülpung des niedrig gelegenen Unterlandes angesehen werden kann.

Die Nebenflüsse. Das Netz der Nebenflüsse ordnet sich ganz der orographischen Großgliederung des Weserberglandes in ein Oberland und Unterland ein. Das Oberland wird beherrscht von den Flußsystemen der Diemel, Nethe, Emmer, Humme, Exter und Kalle sowie den zwischen diesen eingeschalteten Einzugsbereichen kürzerer Nebenbäche. Das Unterland ist tributär der Werre, Hase und Aa und in kleinerem Umfange der Hunte und Großen Aue. Die *Scheide* zwischen diesen beiden hydrographischen Hauptbezirken deckt sich aber nicht mit den orographischen Grenzen. Von der 468 m hohen Völmerstot verläuft sie zunächst über die westlichen umrahmenden 290-m-Höhen der Steinheimer Mulde und des Blomberger Ausraumes in fast nördlicher Richtung, biegt bei Cappel (Meierberg 211 m) nach Osten ab und zieht über die Winterberge (Hurn 268 m, Beckerberg 330 m, Winterberg 429 m) nach Hiddesen, um dann in nordwestnördlicher Richtung umzuschwenken und unter Benutzung der höchsten Erhebungen des nördlichen Lippischen Sattelgebietes, im Süden sich zum Teil anlehnend an die Bösingfelder Keuperschichtstufe, über den Teutberg (305 m), Dörenberg (383 m), Selser Berg (277 m), Bornstapel (342 m) und Sotterberg (196 m) nach Vlotho (nördlich) zu ziehen. Somit gehören Blomberger und Steinheimer Mulde trotz ihrer geringen Höhenlage unter 200 m hydrographisch noch zum Oberland, hingegen wird das Detmolder Hügelland mit seinen Höhen über 250 m noch dem Unterland zuzurechnen sein. Das Lippische Bergland wird durch die Wasserscheide sogar zweigeteilt. Diese hydrographische Gliederung ist aber für eine naturland-schaftliche Betrachtung nur dort von Belang, wo sie mit markanten Geländestufen zusammenfällt. Das gilt aber nur im Südosten gegenüber den Muschelkalkflächen um Hagen und Alverdissen und dem Keupergebiet von Bösingfeld. In ihrem nördlichen Verlauf tritt die Wasserscheide als Grenzbildner zurück. Für die Abgrenzung des Oberlandes sind wir hier also auf andere orographische Kriterien angewiesen, die uns veranlassen, auch die der Werre tributären Bezirke der kleinen Bäche Bega, Ilse, Salze, Bramsche u. a. zum größten Teil in das Oberland einzubeziehen.

Die Trennung der oberländischen und unterländischen Flußsysteme wird auch gerechtfertigt, wenn wir den *G r u n d r i ß*, die räumliche Anordnung der Flußsysteme,

beachten. Im Oberland treten zwei Richtungen hervor. Die östliche bzw. nordöstliche begegnet uns am ausgeprägtesten bei der Nethe, Emmer, Humme und den dazwischenliegenden Bächen wie Bever u. a. Diese Richtung findet sich auch bei dem Mittellauf der Diemel von Warburg bis Eberschütz. Die Flüsse kümmern sich nicht um die orographischen Großformen. So durchfließt die Emmer die Steinheimer Flachmulde, quert dann das Pyrmonter Hebungsgebiet und die wesernahen Keuperplatten. Die Nethe kommt aus dem Eggevorland und durchfließt die Brakeler Schwelle und die aus Muschelkalk aufgebauten Weserhöhen. Ähnliches gilt auch für die Diemel. — Die zweite, nördliche bzw. nordwestliche Richtung beobachten wir einmal an den Nebenbächen der Diemel, ferner an der Nethe, die selbst von Niesen bis Brakel die nördliche Richtung einschlägt. Dasselbe gilt für die südwärts gerichtete Brucht, einem Nebenfluß der Nethe. Auch die Emmer fließt auf der Strecke von Nieheim bis Steinheim nach Norden, während bei der Exter und Kalle die nordwestnördliche Richtung überwiegt. Ganz fehlt im Oberland die südöstliche Richtung bis auf den Diemellauf von Wrexen nach Warburg.

Die erste, östliche bzw. nordöstliche Richtung ist nicht aus der heutigen Oberflächengestalt und der allgemeinen Abdachung zu erklären. Deshalb nimmt Matz¹¹⁹⁾ an, daß diese Flüsse auf einer alten flachwelligen Oberfläche angelegt wurden und ihre Richtung bei der weiteren altdiluvialen Ausgestaltung des Weserberglandes, wobei sich die wesernahen Bergplatten und das Lipper-Pyrmonter Bergland heraus hoben, die zentralen Mulden absanken und sich die Schichtrippen herausbildeten, beibehalten haben. Es handelt sich also um antezedente, vererbte Flußläufe. Diese Auffassung vertritt auch Wortmann¹²⁰⁾, der die Terrassen der Diemel genau untersucht hat. Nach ihm durchzog die Diemel „an der Wende Pliozän-Diluvium wahrscheinlich als flacheingemuldetes Tal eine Flachlandschaft, die postbasaltisch, wahrscheinlich voroberpliozänen Alters ist.“ Infolge einer an der Grenze Pliozän-Diluvium beginnenden Gesamthebung schnitt sich die Diemel ein. Wie Höhenlage und Verlauf der älteren Terrassen beweisen, war die Hebung im Oberlauf (im Südergebirge) am stärksten, weniger bedeutend war sie am Unterlauf (Sollinggewölbe) und sehr gering im Mittellauf, wo das Gebiet zwischen Scherfede und Hueda, also im Abschnitt der Borgentreicher Mulde, erheblich zurückblieb. „Erst seit der zweitletzten Eiszeit geht die Talvertiefung vom Rande des Schiefergebirges bis zur Mündung verhältnismäßig gleichmäßig vor sich, die Mittelterrasse läuft verhältnismäßig parallel zum heutigen Talboden.“ Die mittlere Diemel durchfließt also ein Gebiet, „das im Rahmen der diluvialen Gesamthebung der mitteldeutschen Gebirgsschwelle zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Solling muldenförmig zurückgeblieben ist¹²¹⁾. Die Diemel verhält sich zu diesen Bewegungen antezedent.“

Die Nebenflüsse mit mehr nördlicher Richtung sind meistens in ihrer Anlage strukturell bedingt. Sie ordnen sich im Süden der rheinischen Richtung ein, der auch Verwerfungen und Einmündungen folgen. Wie stark die größeren diluvialen Bewegungen sich im Flußverlauf bemerkbar machen, beweist ein von Wortmann¹²²⁾ gebrachtes Beispiel der Diemelnebenflüsse Körbecker Bach und Alsterbach. „Statt der normalen baumartige Verästelung fließen beide dem Hauptfluß in spitzem Winkel entgegen, ein deutliches Zeichen einer Entwicklungsstörung. Diese beiden kleinen Bäche konnten sich auf der kippenden Scholle in ihrem ursprünglichen Lauf nicht behaupten und

¹¹⁹⁾ Matz, Mittleres Weserbergland, 1930.

¹²⁰⁾ Wortmann, Terrassen der Diemel, 1936, 397 ff.

¹²¹⁾ Ob als Ursache für die Bewegungen die von Hartnack (Genese des Schiefergebirges, 1932) aus der Reliefgestaltung und von Evers (Niedersächsisches Berg- und Hügelland, 1934) für das Weserbergland vermuteten Großfaltungsprozesse mit orogenetischem Charakter oder die von Quiering (Quartärisobasenkarte, 1928) aus mehr geologischen Verhältnissen gefolgerten Großschollenbewegungen in Frage kommen, darüber mochte Wortmann keine Entscheidung treffen.

¹²²⁾ Wortmann, Terrassen der Diemel, 1936, 397.

wurden nach Westen abgelenkt. Dafür spricht auch das treppenförmige Absetzen gegen Westen, das im Grundriß des Bachverlaufs zu erkennen ist.“

Im Norden tritt bei der Exter deutlich die Beziehung zur Silixer Mulde hervor, der sie in ihrem ganzen Verlauf von Süden nach Norden folgt. Auch die Kalle lehnt sich als Stufenrandfluß weitgehend den orographischen Strukturen an.

Aus der verschiedenen Entstehung heraus ist es verständlich, daß eine Übereinstimmung zwischen den Nebenflußgebieten und den orographischen Formenlandschaften nur in seltenen Fällen besteht. So entwässert heute das Eggevorland nach Süden zur Diemel, nach Westen zur Nethe und nach Nordwesten zur Emmer. Auch die wesernahen Randhöhen umfassen zahlreiche Nebenbachgebiete. Das gleiche gilt für die Pyrmonter Platten und das Lipper Bergland, über das zudem eine wichtige Wasserscheide läuft. Nur bei den Mulden besteht eine gewisse Kongruenz zwischen Flußeinzugsbereich und orographischem Gebiet. So ist die Borgentreicher Mulde zum größten Teil der mittleren Diemel tributär, die Brakeler Platten decken sich weitgehend mit dem mittleren Nethegebiet, die Steinheimer Flachmulde umfaßt den Einzugsbereich der oberen Emmer, während das Blomberger Becken sich mit dem Gebiet der Distel deckt.

Auffällig differenziert ist das Oberland hinsichtlich der Flußdichte, die im Südergebirge für die Herausschälung der kleineren Elementarlandschaften fast bedeutungslos ist. Diese Erscheinung erklärt sich aus dem für das Weserbergland charakteristischen Wechsel der Gesteine, und das macht es auch verständlich, daß die bisher herausgestellten orographischen Einheiten, die ja wiederum stark abhängig sind von der Art und der Lagerung der Schichten, sich auch hinsichtlich der Flußdichte unterscheiden. Das tritt besonders deutlich in den oberländischen Landschaften hervor. Flußarme Gebiete sind die Muschelkalkplatten. Matz¹²³⁾ berechnet für sie eine durchschnittliche Dichte von 1,25 km pro Quadratkilometer. Im schroffsten Gegensatz stehen dazu die mit undurchlässigen mittleren und unteren Keuperschichten ausgefüllten Mulden. In diesen Mulden herrscht eine Flußdichte von 3,1—3,5 km pro 1 qkm. Auch die mit Röt erfüllten Senken um Pymont und an dem unteren Diemeltal nähern sich in ihrer Flußdichte diesen Werten. Hohe Flußdichten sind auch dem Eggevorland eigen. Neben dem raschen Wechsel der Gesteine, unter denen die undurchlässigen, tonigen Schichten eine hervorragende Stellung einnehmen, ist dafür wohl auch der erhöhte Niederschlag verantwortlich. Eine Mittelstellung nimmt das Lippische Keupergebiet ein. Hier werden die durch das Muttergestein (Keuper) bedingten Verschiedenheiten zwischen den harten durchlässigen und den weichen tonigen Schichten durch die sehr starke Überdeckung mit Diluvium verwischt, so daß hier die Flußdichte von den flachen, mit diluvialen Ablagerungen ausgefüllten Talungen und randlichen Höhen (ca 3,2 km pro 1 qkm), zu den vom Diluvium entblößten, aus Röt aufgebauten Platten und Bergen rasch wechselt (Mörth 1,8 km pro 1 qkm).

Das Flußnetz des Unterlandes wird von subsequent angelegten Hauptflüssen und Abdachungsflüssen verschiedenen Alters beherrscht. Dabei richtet sich der Verlauf der Hauptflüsse in erster Linie nach der Lage der leicht ausräumbaren Schichten, während die kleineren Flüsse im einzelnen oft durch tektonische Querstörungen gelenkt werden. Von besonderem Interesse sind die Bäche des Wiehengebirges, die im Gegensatz zu den südwestwärts gerichteten Abdachungsflüssen des Osnings teilweise durch den Gebirgskamm hindurchgreifen und damit die hydrographische Einheit des inneren Ravensberger und Osnabrücker Landes auflösen. Wie Spreitzer¹²⁴⁾ dargetan hat, stehen die Durchbruchstäler der Wiehenkette im engsten Zusammen-

123) Matz, Mittleres Weserbergland, 1930.

124) Spreitzer, Pässe und Durchbruchstäler, 1933.

hang mit der Paßbildung. Insgesamt lassen sich in der Wiehen-Weserkette acht Durchbruchstäler unterscheiden. Aus tiefausgeräumten, weiten Talungen ziehen ihre Bäche gegen die Bergkette und durchfließen sie im engen Tal, um dann im weiten nördlichen Vorland zu münden. Auffällig ist die Verteilung. Fünf der Durchbruchstäler liegen westlich des Huntedurchbruchs: der Durchbruch der Hase bei Pente, der Nonnenbachdurchbruch bei Engter, der Schwagstorfer Durchbruch, das Durchbruchstal an der Lecker Mühle und der Wehrendorfer Durchbruch. Sie bestanden alle vor der Saaleiszeit. Entscheidend ist für ihre Ausbildung die ungleich tiefe Lage des nördlichen Vorlandes gegenüber dem südlichen Osnabrücker Hügelland, wodurch die vom nördlichen Vorland ausgehende rückschreitende Erosion sehr begünstigt wurde. Bei den drei östlichen Durchbruchstälern (Hunte, Aue und Weser) liegen die Verhältnisse insofern anders, als hier das nördliche Vorland nicht wesentlich tiefer liegt als das südliche Ravensberger Land. Abgesehen von der Weser ist für die Ausbildung der Durchbruchstäler der Hunte und Aue entscheidend, daß die Schmelzwässer der Saaleiszeit durch die schon angelegten Pässe hindurchdrangen und das südliche Vorland derartig hoch aufschütteten, daß nun die Entwässerung durch die Paßfurchen nach Norden vor sich ging. Die Durchbruchstäler datieren hier also seit der Saaleiszeit.

Noch weniger als im Oberland decken sich im Unterland die hydrographischen Einzugsbereiche mit den orographischen Gebieten. Wohl ist auf dem Osnig noch eine bemerkenswerte Wasserscheide; doch sein Gegenstück, die Wiehenkette, versagt in dieser Hinsicht vollständig. Und ebenso ist das Osnabrücker Hügelland mit dem Einzugsgebiet der oberen Hase und das Tecklenburger Land mit dem Gebiet der oberen Aue und des Abaches gleichzusetzen, doch umfaßt das Ravensberger Land nur einen kleinen Teil des Werreeinzugsbereiches. Auch die Flußdichte zeigt innerhalb der einzelnen Formenlandschaften nicht so krasse Gegensätze, da der Wechsel des Gesteins zu engräumig ist. Die diluviale Bedeckung ist zudem so bedeutend, daß sie die durch das Grundgestein gegebenen Bedingungen verwischt ¹²⁵⁾.

b) Die Täler und ihre Formen

Die wichtigste und häufigste Talform des Weserberglandes ist das Sohlental. Dabei beschränkt sich das Terrassensohlental auf die größeren Flüsse. An den Nebenflüssen des Oberlandes sind durchweg mehrere Terrassen ausgebildet. So konnte Wortmann ¹²⁶⁾ an der Diemel neben der präglazialen Terrasse eine dreigestufte Hauptterrasse, eine zweigestufte Mittelterrasse und eine von der Talaue nicht immer gut zu trennende Niederterrasse unterscheiden und kartographisch festlegen. Im Norden, im Unterland, sind hingegen, soweit man den geologischen Kartierungen folgen kann, nur die Mittel- und Niederterrasse ausgebildet, während die Hauptterrasse fehlt. Nur ab und zu sind präglaziale Terrassenreste eingeschaltet. Auch an den Durchbruchstälern der Wiehenkette hat Spreitzer ¹²⁷⁾ vom südlichen Vorland durch die Pässe ins nördliche Vorland verlaufende Terrassenreste verfolgen können. Er ordnet sie der Mittel- und Niederterrasse zu. Doch will er im Schwagstorfer und Wehrendorfer Durchbruchstal noch höhere, ältere Terrassenreste festgestellt haben, die sich zum Teil ins südliche Vorland rückwärts fortsetzen, dagegen im nördlichen Vorland fehlen. Spreitzer deutet sie als Zeichen intermittierenden Aufsteigens des Gebietes. Bei den kleineren Bächen treten die Terrassen oft nur wenig hervor. Über einer meist breiten Talaue steigen die Hänge sanft an. Solch einfache Sohlentäler begegnen uns vor allem im nordwestlichen Weserbergland, im Osnabrücker Land und Tecklenburger Land.

¹²⁵⁾ Schäfer, Flußdichte, 1912.

¹²⁶⁾ Wortmann, Terrassen der Diemel, 1936.

¹²⁷⁾ Spreitzer, Pässe und Durchbruchstäler, 1933.

Das Engtal findet man einmal für kurze Strecken bei den Durchbruchstälern in den Schichtrippenlandschaften, zum anderen ist es häufig in Muschelkalkgebieten und für sie charakteristisch. Hier steigen über einer breit entwickelten Talaue die nur wenig gestuften Hänge rasch zu größeren Höhen an. Dabei ist dieser Typ nicht nur auf die wenigen Hauptflüsse beschränkt, sondern er begleitet auch die Nebenbäche zweiter und dritter Ordnung. Ihm ist es zu danken, daß die Bergebenen ihren Charakter noch weitgehend bewahrten, da sich die Erosion nur auf wenige Linien konzentriert und die Hänge nicht abgeflacht wurden.

Eine für Muschelkalkplatten ebenso charakteristische Talform ist das Schluchtal. Dieses ist besonders ausgeprägt an Steilhängen und wird hier Grund genannt. Die Quellen sind an bestimmte Horizonte gebunden, so an die Grenze des Wellenkalkes und des Röts oder an die des oft klüftigen Trochitenkalkes gegen die Tone des mittleren Muschelkalkes. Sie führen nicht immer Wasser, weil die Schichten sich nach Nordwesten oder Westen neigen und dadurch das Wasser von den am Traufhang liegenden Quellhorizonten abgeführt wird.

Schlucht- und Kerbtäler finden sich ferner in allen Schichtrippenlandschaften an den Geländestufen. Eine merkwürdige Stellung nimmt dabei hinsichtlich der Wasserführung der Lippische Wald ein. Südlich von seinem Kamme fehlen Quellen und Bäche überhaupt. „Erst in weitem Abstände von den Bergen treten zahlreiche Quellen zutage, welche tiefe Schluchten in den Sand der Senne eingerissen haben. Dies Verhalten erklärt sich durch die brüchige und zerklüftete Beschaffenheit des Gesteins, welches den südlichen Zug des Lippischen Waldes und des Osnings zusammensetzt und dem Regenwasser ein Eindringen in die Tiefe gestattet, bis es auf eine undurchlässige Schicht trifft, auf der es sich unterirdisch fortbewegt, um in stundenweiter Entfernung oft in großer Fülle wieder an die Oberfläche zu kommen¹²⁸⁾. Diese Erscheinung ist im anschließenden Bielefelder und Iburger Osning nicht so ausgeprägt. Auch die Egge hat auf der allmählichen Westabdachung eine Reihe offener Wasserläufe. Sie liegen hier nur in regenarmen Jahren trocken oder verlieren ihre Wasser erst nach einem mehr oder minder langen Lauf in Spalten und Löchern.

Eine ebenso beachtenswerte Talform weisen die lößbedeckten Mulden auf. Neben dem Bachtal findet sich hier das kleine Trockental, das sog. Siek. Das Trockental ist zahlenmäßig weit bedeutender und beeinflußt das Kleinrelief entscheidend. „Die Sieke sind“, so schreibt H. Riepenhausen¹²⁹⁾ „mit ebener Sohle und überwiegend steilen, geraden bis konvexen Hängen kastenförmig zumeist bis auf das Anstehende in den Boden eingetieft und heute fast stets von Grünland eingenommen. Die Sohlentälchen haben eine Breite zwischen 5 und 40 m, die steilen Ufer laufen einander etwa parallel und zeigen eine Höhe von 1—5 und 10 m und mehr. Durchschnittlich übertrifft die Breite mehrfach die Höhe. Die Tälchen haben eine auffällig geradlinige Erstreckung, können jedoch auch scharf abwinkeln.“ Stolte¹³⁰⁾ hält diese Tälchen für postdiluvial, Riepenhausen glaubt, daß sie im wesentlichen diluvial angelegt sind; sie zeigen nach ihm eine überraschende Ähnlichkeit mit rezenten arktischen Talformen.

128) Weerth, Geologie des Landes Lippe, 1929, 13.

129) Riepenhausen, Ravensberger Land, 1938, 18.

130) Stolte, Ravensberger Hügelland, 1933, 28.

V. Bodenplastik und Naturräume

a) Die bodenplastischen Raumtypen (Abb. 16, Tab. 6)

Wie beim Südergebirge lassen sich auch beim Weserbergland drei Gruppen von bodenplastischen Kleinräumen aussondern: die Vollformen, die Hohlformen und die Ebenheiten.

Bei den Vollformen gebührt dem Schichtkamm oder der Egge als charakteristische Erscheinung für das Bergland der Vorrang. Mit 14 = 40% der Vollformen steht sie zudem auch zahlenmäßig an erster Stelle. Steil gestellte Schichten verschiedener Härte sind für ihre Entstehung die geologische Voraussetzung: schmale Schichtrippen oder Eggen, getrennt durch breite Längstäler, durchbrochen von engen Quertälern und aufgeteilt durch steilwandige Schluchten, sind ihre bestimmenden Formenelemente. Der zweite Typ, die Berglandschaft, wird durch einen ungeordneten Wechsel von Kuppen und Rücken, von breiten Härtlingen und schmalen Senken beherrscht. Genetisch sind die Berglandschaften durchweg Bruchfaltengebirge und dementsprechend die Berge als Schichtrücken, Horste und Härtlinge in den verschiedensten Variationen zu deuten. Von den Hügellandschaften unterscheiden sie sich durch die größere Reliefenergie. Im Weserbergland sind von den 36 Vollformen nur 8 = 22% diesem Relieftyp zuzuzählen. Die Hügellandschaft, der dritte Relieftyp, ist dagegen mit 12 = 33% häufiger. Mit geringer Reliefenergie ausgestattet, bauen sie sich aus einer Reihe oft unübersichtlich angeordneter, verschieden geformter Vollformen auf. Genetisch hängt sie durchweg mit dem Bruchfaltengebirge zusammen, kann aber auch aus einem, in ein Schollenmosaik zerspaltenen Horst entstehen (Meller Höhen). Ein besonderer Typ ist die Kleinkuppenlandschaft. Sie wird aus Kieskuppen diluvial-glazialer Entstehung aufgebaut, und das gibt ihr auch bodenkundlich und pflanzengeographisch eine besondere Stellung. Im Weserbergland habe ich nur zwei solcher Landschaften wegen ihrer bemerkenswerten Größe ausgesondert.

Die Kleinlandschaften der Hohlformen finden sich im Weserbergland als Flachmulde, Senke, Talweitung bzw. Talwanne, Talbecken und einfache Talung. Die Flachmulde ist genetisch ein Ausraum einer auch geologisch angelegten Mulde. Eingearbeitet in weiches, undurchlässiges Material und nachträglich ausgefüllt mit Löß, erscheint sie heute als fruchtbare, gerodete Landschaft, als Börde. Sie ist meistens reich an Gewässern, durchsetzt von zahlreichen, kleinen Trockentälchen und aufgelöst in Bodenwellen mannigfaltigster Form. Insgesamt sind im Weserbergland 6 Flachmulden zu zählen = 28% der Hohlformen, doch überragen sie flächenmäßig um ein Vielfaches die anderen Formen. — Die Senken, länger als schmal, sind zwar auch Ausräume, aber in der Anlage durch die Bruchfaltentektonik bedingt. Sie sind nicht immer einem Fluß tributär. Im Weserbergland ist nur einmal eine Senke in ausgeprägter Form vorhanden, die zahlreichen anderen sehr kleinen Senken ordnen sich den Hügel- und Berglandschaften ein. — Ganz auf den Fluß ausgerichtet sind die Talungen in ihren verschiedenen Formen. Am häufigsten sind die einfachen Talungen als Terrassensohlentäler oder Engtäler der größeren Flüsse ausgebildet. Acht solcher Landschaften ließen sich aussondern. Ebenso bedeutend sind die Talweitungen, — insgesamt 5 —, die sich in erster Linie auf das untere Oberwesertal beschränken. Von besonderer Art sind die Talbecken, die einmal als Talkessel ringsum abgeschlossen durch Steilwände, zum andern als breit ausgearbeitete Wannens, wie der Blomberger Ausraum, entwickelt sind.

Zu den Ebenheiten, die mit 15 Landschaften vertreten sind, rechne ich die Bergebenen — Hochflächen und Bergplatten —, die Fußflächen und die flachwelligen Landschaften. Die Bergebenen sind durchweg als Schichtlehnen in Muschelkalk eingearbeitet. Daraus erklären sich ihre Gewässerarmut und das Vorhandensein steil-

wandiger Sohlen- und periodisch wasserführender Schluchttäler. Insgesamt wurden 7 Bergplatten ausgesondert, von denen allein 4 auf den Süden des Weserberglandes entfallen. Im Unterland wird der Ibbenbürener Horst, der aus Karbon aufgebaut ist, von einer Bergebene gekrönt. Ebenso ist hier der Gehn eine etwas geneigte Schichtplatte. — Die Fußflächen sind nur nördlich des Wiehengebirges und südlich des Osnings bis Borgholzhausen entwickelt. Sie sind mit Löß oder Geschiebelehm bedeckt, von kleinen Kieskuppen durchsetzt und von Quertälern siekenartig durchzogen. Insgesamt wurden 6 Fußflächen nach ihrer Lage in den einzelnen Gebieten herausgestellt. — Die Flachwellenlandschaft ist schon eigentlich ein Relieftyp des niederdeutschen Altmoränengebietes. Sie findet sich nur zweimal andeutungsweise ausgeprägt im Ravensberger Land und im Tecklenburger Land.

Tabelle 6 Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen

	Landschaftsgebiet	Orographische Naturlandsch.	Vollformen					Hohlformen					Plattformen				
			Schichtkamm	Bergland	Hügelland	Kleinkuppe	gesamt	Flachmulde	Senke	Talbecken	Talweitung	Talung	gesamt	Bergplatte	Fußfläche	Flachwellenland	gesamt
1.	Oberwälder Land	11	1		3		4	2	1				3	4			4
2.	Lipper Bergland	12	4	3	1		8	2		1	1		4				
3.	Pyrmonter Land	7		3	1		4			1		1	2	1			1
4.	Ravensberger Land	10	4		2		6	1				1	2		1	1	2
5.	Osnabrücker Land	14	2	2	5		9	1				1	2	1	2		3
6.	Tecklenburger Land	7	2				2					1	1	1	2	1	4
7.	Oberes Oberwesergebiet	3									1	2	3				
8.	Unteres Oberwesergebiet	9	1			2	3				3	2	5		1		1
	Weserbergland	73	14	8	12	2	36	6	1	2	5	8	22	7	6	2	15

Mit dieser vom Relief ausgehenden Typisierung überschneidet sich eine Gliederung die sich aus der diluvialen Überdeckung ergibt. Von den 73 bodenplastischen Kleinräumen sind 27 = 37% diluvial in hohem Maße überformt, und zwar sind 15 mit Löß, 10 mit Grundmoräne und 2 mit Kieskuppen bedeckt. Bezeichnenderweise handelt es sich bei den diluvial überformten Landschaften um 14 Hohlformen, 8 Ebenheiten und 5 Vollformen, von denen allein 2 mit Kieskuppen ausgestattet sind.

Überschaut man das bodenplastische Gefüge des Weserberglandes, so ist entsprechend seiner komplizierten Gestaltung und Übergangsstellung eine große Zahl von Kleinräumen zu unterscheiden. Obgleich es kleiner ist als das Südergebirge (5500 qkm zu 9500 qkm), konnten doch fast ebenso viele, nämlich 73 Kleinräume ausgesondert werden, so daß hier ein kleiner Naturraum im Durchschnitt nur 75 qkm groß ist. In diesen Zahlen kommt das unterschiedliche landschaftliche Gefüge der beiden westfälischen Bergländer schlagend zum Ausdruck. Gegenüber dem großzügigen landschaftlichen Aufbau des Südergebirges zeichnet sich das Weserbergland durch eine engräumige Verschachtelung verschiedener Kleinlandschaften aus. Unter den 73 ausgesonderten Kleinräumen stehen die Vollformen zahlenmäßig mit 36 = 49% an erster Stelle, die Hohlformen mit 22 = 30% an zweiter und die

Ebenheiten mit 15 = 21% an dritter Stelle. Flächenmäßig sind hingegen die Ebenheiten den Hohlformen überlegen, und die damit gegebene Folge: Vollform—Ebenheit—Hohlform entspricht auch dem Aufbau und dem Übergangscharakter des Weserbergländes (Tab. 6).

b) Die Höhenstufen (Abb. 16, Tab. 7)

Die Aufstellung von Höhenstufen ist im Weserbergland wegen der mosaikartigen Gliederung in Kleinlandschaften und wegen des außergewöhnlich raschen Wechsels der Höhenlage sehr erschwert. Aus orographischen und hydrographischen Gesichtspunkten erweist sich eine grobe Zweiteilung in ein Unterland und ein Oberland als zweckmäßig. Das Oberland umfaßt das südliche, sehr geschlossene Höhengebiet, in dem die meisten Landschaften in 250—350 m Höhe liegen, nur die randlichen Höhen des Köterberges und des Schwalenberger Waldes überragen die 400-m-Linie. Nach der Höhenlage ist dieses Gebiet mit der unteren Hochbodenregion (200—400 m) des Südergebirges zu vergleichen. Seine begrenzende nordwestliche Höhenlinie, die etwa mit der 200-m-Isohypse anzusetzen ist, quert das Weserbergland in fast nördlicher Richtung von Detmold über Valdorf nach Vlotho. Nordwestlich dieser Mittellinie erreichen im Unterland nur die Randketten des Osnings und des Wiehen-Wesergebirges sowie vereinzelte Punkte starker Aufsattelungen Höhen über 200 m, der größte Teil des Unterlandes liegt unter 200 m, ja sogar unter 150 m.

Auch im Landschaftsgefüge gibt es zwischen dem Oberland und dem Unterland deutliche Unterschiede. Das Oberland ist großzügig aufgebaut und durchweg von Westen nach Osten gegliedert. Auf ein Schichtkammgebirge folgen schmale Hügelandschaften, daran schließt sich eine Flachmulden-Reihe, gefolgt von Bergebenen, die wieder durch eine breite Talung entlang der Weser nach Osten hin abgelöst werden. Im ganzen zähle ich im Oberland 33 bodenplastische Naturräume, davon sind 16 Vollformen (5 Schichtrippen, 6 Bergländer und 5 Hügelländer), 12 Hohlformen (4 Flachmulden, 2 Talbecken, 2 Talweitungen, 3 Talungen und 1 Senke) und 5 Ebenheiten in Form von Bergplatten. Über 400 m ragen nur drei Landschaften: Egge, Köterberg und Schwalenberger Bergland. Die wesernahen Platten liegen durchweg um 300—360 m, hingegen die Brakeler Platten bei 240—260 m. Sie bilden den Übergang zu den Flachmulden und Ausräumen, die im Süden 200 m und im Norden 120—140 m hoch liegen. Am tiefsten liegen die Talungen.

Tabelle 7 Relieftypen und Höhenstufen des Weserbergländes

Höhegebiet	Vollformen						Hohlformen						Plattformen					gesamt	
	Eggen	Bergland	Hügelland	Kies-kuppenland	Zahl	%	Flachmulde	Senke	Talbecken	Talung	Talweitung	Zahl	%	Bergebene	Fußfläche	Flachwellenland	Zahl		%
Oberland	5	6	5	-	16	49	4	1	2	3	2	12	36	5	-	-	5	15	33
Unterland	9	2	7	2	20	50	2	-	-	5	3	10	25	2	6	2	10	25	40
					36	49						22	30				15	21	

Das Unterland umfaßt 40 Landschaften. Davon entfallen auf die Vollformen 20: 9 Schichtrippen, 2 Bergländer, 7 Hügelländer und 2 Kuppen. Den zweiten Platz behaupten die Hohlformen, auf sie entfallen 10 Landschaften, und zwar auf Flachmulden 2, auf Talweitungen 3 und auf Talungen 5. Ebenso bedeutend sind die Ebenheiten mit 10 Landschaften. Doch stehen hierbei die Fußflächen mit 6 an erster

Stelle, während auf Bergplatten und Flachwellenlandschaften der gleiche Anteil, je 2, entfällt (Tab. 7).

Rein zahlenmäßig ergibt sich also für die beiden Höhengebiete die Folge Vollformen—Hohlformen—Ebenheiten. Beachtet man indessen die Größenverhältnisse und die Ausdehnung der Relieftypen, dann ist das Oberland charakterisiert durch die Folge: Vollform—Ebenheit—Hohlform, das Unterland dagegen durch die Folge: Vollform—H o h l f o r m—Ebenheit.

Eine ähnliche Gliederung wird auch bei der Beachtung der Reliefenergie deutlich, und ebenso spiegelt sie sich in den geologischen Verhältnissen. So sind südlich der Mittellinie vornehmlich Muschelkalk und Keuper neben den randlich auftretenden Kreideschichten am Aufbau des Geländes beteiligt, dagegen bestimmen im Nordwesten jüngere jurassische Ablagerungen neben der Kreideformation im Osningbogen den Untergrund. Der Gegensatz zwischen Ober- und Unterland offenbart sich auch in wesentlichen Grundzügen des Klimas, des Bodens und der Pflanzenwelt. So deckt sich die wirkliche 0°-Januar-Isotherme, die in ausgezeichneter Weise das gemäßigte Tieflandsklima von dem kühleren Höhenklima trennt, weitgehend mit der Mittellinie. Das gleiche gilt für die 8°-Jahres-Isotherme (Linie Detmold—Lemgo—Vlotho) und für die 16°-Juli-Isotherme. Edaphisch zeigt sich der Einfluß des feuchten Tieflandsklimas in der stärkeren Bleichung des Bodens, während die relative Trockenheit des mitteldeutschen Höhenklimas den Waldboden kaum oder nur gering degradiert. In dieser Beziehung ist wiederum die Mittellinie ungefähr die Grenze zwischen den steppenartigen und nicht bis kaum gebleichten braunen Waldböden des Oberlandes und den stärker gebleichten braunen Waldböden des Unterlandes, wo sogar rostfarbene Waldböden vorhanden sind. Und zum letzten ist die Mittellinie eine bedeutsame pflanzengeographische Scheide. Sie fällt weitgehend zusammen mit der südöstlichen Verbreitungsgrenze von *Erica tetralix* (Glockenheide), die als typisches atlantisches Florenelement in ihrem Areal am besten die küstennahe feuchte Klimaregion umreißt. Zugleich scheidet die Mittellinie den mitteleuropäischen Eichenhainbuchenwald, in dem neben der Eiche auch die Rotbuche in sehr großem Umfang bestandbildend ist, von dem subatlantischen sternmierenreichen Eichenhainbuchenwald, in dem die Eiche die Vorherrschaft besitzt und der über das Weserbergland hinaus auch im Tiefland größere Flächen besetzt.

c) Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume (Abb. 10—16, 22, Tab. 6, 7, 8)

Oberland und Unterland, die beiden wichtigsten Großgebiete des Weserberglandes, lassen sich wieder in vier Gebiete gliedern. Die Gesichtspunkte, die für unsere Abgliederung maßgebend waren, sind nicht immer ohne weiteres einzusehen. Das Gewässernetz, das im Südergebirge ausgezeichnete Leitlinien für die Abgrenzung der Gebiete gibt, versagt im Weserbergland vollständig. Die Nebenflüsse und ihre Wasserscheiden sind zu unbedeutend, und zudem überschneiden sich ihre Einzugsbereiche mit den für die Oberflächengestalt entscheidenden geologischen Erscheinungen. Legen wir letztere zugrunde, so kann man in zweifacher Hinsicht gliedern. Einmal ist eine Gliederung möglich entsprechend dem Verlauf der Hebungachsen in solche Gebiete, die von Südwesten nach Nordosten aufeinander folgen. Bei einer derartigen Einteilung würden ausgesondert werden der südliche Egge-Osningbogen, das zentrale Pyrmonter-Piesberger Hebungsgebiet, die Wiehen-Weserkette und die zwischen diesen Höhengebieten liegenden Einmuldungen und tiefgelegenen Landschaften, die Zwischengebiete. Eine solche Gebietsgliederung würde zweifellos jenen sehr entgegenkommen, die rein nach der Orographie Landschaftsgebiete aussondern wollen und sich deshalb nicht mit dem Gedanken vertraut machen können, solch einheitlich erscheinende Höhenzüge wie den Teutoburger Wald und die Wiehen-

kette aufzugliedern und die einzelnen Abschnitte verschiedenen Gebieten zuzuweisen. Demgegenüber ist aber festzustellen, daß nicht nur die Aussonderung der sog. Zwischengebiete sehr schwierig ist, sondern daß auch die Hebungs- und Zwischengebiete in ihren einzelnen Abschnitten tektonisch und orographisch sehr verschieden gestaltet sind (man vergleiche nur unter diesem Gesichtspunkt die einzelnen Abschnitte der Pyrmont-Piesberger Achse im Lipper Bergland, in der Herforder Mulde und im Schleddehauser Bergland). Untersucht man die Erscheinungen genauer, dann läßt sich aus dem geologisch-tektonischen Bau, den stratigraphischen Verhältnissen und der Zuordnung der einzelnen tektonischen Elemente ebensogut eine zweite Gebietsgliederung von Süden nach Norden bzw. Nordwesten rechtfertigen, die quer zu den oben angeführten Gebietsstreifen steht. Nach den zuletzt genannten Gesichtspunkten habe ich die Landschaftsgebiete im Weserbergland aussondert und schließe mich somit ganz der Gebietsaufteilung von Niemeier¹³¹⁾ an, die er für das nordwestliche Weserbergland gegeben hat.

Auch in anderer Beziehung ist unsere Gebietseinteilung sehr zweckmäßig. Durch sie wird nämlich vor allem die Lage der Gebiete klarer in den Vordergrund geschoben, was für klimatische, edaphische und pflanzengeographische Erscheinungen von wesentlicher Bedeutung ist. Diese zeigen mehr oder minder eine Abstufung von Nordwesten nach Südosten, und die von ihnen vermittelten Grenzlinien queren das Bergland von Südwesten nach Nordosten.

Und zum dritten lehnt sich unsere Gebietseinteilung in ausgezeichneter Weise an die historisch-politische Gliederung an. Damit konnten gerade im Weserbergland für die Gebietsbezeichnungen in großem Umfange die Namen der Territorien oder ihrer größeren Verwaltungsbezirke herangezogen werden, obgleich ihre Grenzen für uns nicht maßgebend sein können. Wenn somit diese Gebietseinteilung die durchlaufenden Ketten des Osnings und des Wiehengebirges zerschneidet, so soll doch keineswegs damit manches Gemeinsame verkannt werden. Aus diesem Grunde habe ich auch für die einzelnen Abschnitte durchweg das gleiche Grundwort (Osning oder Eggen) gewählt und nur im Bestimmungswort die Gebietszugehörigkeit ausgedrückt.

Im Weserbergland lassen sich 73 Kleinlandschaften aussondern, die sich auf acht Landschaftsgebiete verteilen. Jedes Gebiet umfaßt somit im Durchschnitt neun Kleinlandschaften und ist rund 700 qkm groß.

Oberwälder Land (1). Dieses Gebiet umfaßt, im großen gesehen, die Einzugsbereiche der Nethe, der oberen Emmer und den nördlichen Bereich der mittleren Diemel. Die Nordgrenze deckt sich weitgehend mit dem Ensetzen des mittleren und oberen Keupers, als Grenzen im Osten gelten der Steilabfall der Muschelkalkstufe, im Süden die Diemel und im Westen das von Schlangen nach Buke ziehende Längstal vor der Cenomanstufe der Paderborner Hochfläche.

Die Bezeichnung Oberwälder Land habe ich von einem alten Verwaltungsnamen abgeleitet. Im Fürstbistum Paderborn unterschied man seit dem Anfang des 15. Jahrh. zwei Oberämter, das oberwäldische und das unterwäldische mit den Sitzen in Dringenberg und Neuhaus. Beide Bezirke wurden durch die Waldlandschaft der Egge geschieden. Guthe¹³²⁾ gab dem oberwäldischen Gebiet den Namen Paderborner Hochfläche, und diese Bezeichnung findet sich heute noch in dem von Diercke¹³³⁾ herausgegebenen Schulatlas. Sie ist aber nicht gebräuchlich und zudem irreführend. Heute wird sie nur für die westlich der Egge gelegene Hochfläche verwandt. Brü-

131) Niemeier, Nordwestfälisch-Lippisches Bergland, 1930.

132) Guthe, Lande Braunschweig und Hannover, 1888.

133) Diercke, Methodischer Schulatlas, Braunschweig o. J.

ning¹³⁴⁾ hat deswegen den Namen Hörterches Bergland gewählt. Doch auch diese Bezeichnung ist abzulehnen; denn in ihr wird eine Beziehung nach Osten, nach Hörter, angedeutet, die nicht in diesem Maße bestanden hat und auch heute nicht besteht. Um die tatsächlichen, nach Westen, nach Paderborn, gerichteten Zusammenhänge hervorzuheben, erscheint mir für die Gebietsbezeichnung der alte Name angebracht und gerechtfertigt.

Aufbau und Formenwelt des Oberwälder Landes werden bestimmt durch die flach einfallenden Schichten am Westflügel des Sollinggewölbes und durch das Bruchfalten-Hebungsgebiet der Eggeachsen. So gesehen, ergibt sich eine großzügige Landschaftsanordnung von Westen nach Osten: der Schichtücken der Egge, das von Senken und Bergzügen durchsetzte Eggevorland, die Reihe der Flachmulden in der Mitte und die Bergebenen entlang der Weser. Insgesamt lassen sich 12 Formenlandschaften herausstellen. Flächenmäßig stehen die Bergebenen an erster Stelle, ihnen folgen die Flachmulden, denen die Hügellandschaften des Eggevorlandes an Fläche entsprechen. Am Schluß steht der Schichtücken der Egge. Nach der Höhenlage ergibt sich eine andere Reihenfolge. Mit 420 m überragt die Egge alle östlich anschließenden Landschaften, was für den klimatischen Charakter des Oberwälder Landes ausschlaggebend ist. Die untere Kreide, die diesen Schichtkamm aufbaut, fällt flach nach Westen ein, so daß die Schichtlehne teilweise flächenhaft entwickelt ist, wodurch sich die Egge auch formenkundlich von dem anschließenden Osning unterscheidet. Die nächsttieferen Landschaften liegen an der Weser. Hier erreichen die aus Muschelkalk aufgebauten Bergebenen durchweg eine Höhe von 300—360 m. Das tief eingelassene Nethetal trennt zwei Platten voneinander: die Fürstenauer Hochfläche (auch Corveyer Wald genannt) im Norden und die Bever-Platten (Hersteller Wald) im Süden. Dagegen liegen die Binnenlandschaften der Muldenzone und des Eggevorlandes durchweg um 200—250 m. Von den drei orographischen Mulden verdienen zwei ihren Namen mit Recht, dagegen ist die durch das Gewässersystem der Nethe hervorgerufene Mulde genetisch und formenkundlich eine im Muschelkalk angelegte Bergplattenlandschaft. Diese Brakeler Platten umschließen die nach Norden ziehende Hainhauser Senke, deren Sondercharakter auch durch den vorherrschenden Löß betont wird. Flankiert werden die Brakeler Platten im Süden von der Borgentreicher Mulde, die durchweg zur Diemel entwässert, und im Norden von der etwas stärker reliefierten, niedriger gelegenen Steinheimer Mulde, die der Emmer tributär ist. Beide enthalten undurchlässige Keupertone, sind mit Löß erfüllt und reich an Fluß- und Bachläufen.

Das Eggevorland kann mit seinem steten Wechsel von Bergrücken und Senken als ein Relieftyp aufgefaßt werden. Beachtet man aber die Bergformen und ihre Richtung, so sind einige Unterschiede zu erkennen. Im Süden wechseln langhinziehende, in nördlicher Richtung verlaufende Bergrücken mit mehr oder minder breiten Senken: Bonenburger Hügelland.

In der Mitte, im Driburger Hügelland, schaltet sich eine von einer Geländestufe umgebene Platte ein, der im Osten, getrennt durch einen Höhenzug, eine schmale Senke vorgelagert ist. Im Norden, im Sandebecker Hügelland, tritt die Rückenform zurück. Kuppen in unregelmäßiger Gruppierung herrschen vor. Ganz im Süden leitet endlich die Rimbecker Platte zu den gleichgeformten Landschaften des Waldecker Landes über.

Für das Klima des Oberwälder Landes sind entscheidend die absolute Höhe und die Lage östlich, d. h. vom regenbringenden Winde aus gesehen, hinter der Egge und nordöstlich des Astengebirges, oder, anders ausgedrückt, die Nachbarschaft des Niederhessischen Leegebietes. Nur in der Egge wird die 1000-mm- und in dem nörd-

¹³⁴⁾ Brüning, Niedersächsisches Land, 1933 ff.

lichen Teil sogar die 1100-mm-Isohyete überschritten (Veldrom 350 m: 1132 mm, + 175 mm). Nur hier liegt das Niederschlagsmaximum im Dezember, das Minimum im April bzw. im März. Unter dem Luveinfluß der Egge steht auch noch das Eggevorland. Das gilt aber vornehmlich für das Sandebecker und Driburger Hügelland (950—1000 mm, + 50—100 mm), während in den südlichen Landschaften, im Bonenburger Hügelland und auf der Rimbecker Platte, die Leewirkung des Astengebirges den Einfluß der Egge überschattet. Der Überschuß, der bei Willebadessen noch 24 mm beträgt, wird zu einem Defizit von 230 mm bei Warburg, die Niederschlagsmenge sinkt rapide von 927 mm (Willebadessen) über 857 mm (Borlinghausen) auf 625 mm (Warburg). Nur so ist es verständlich, daß hier die kontinentale Vorsteppe mit ihren xerophilen Pflanzen bis Willebadessen vordringen kann. Eine ähnliche, wenn auch nicht so krasse Abstufung zeigt sich in den zentralen Landschaften. Der Niederschlag liegt allenthalben unter 800 mm und unter der theoretischen Menge. Doch erhält die Steinheimer Mulde noch rund 790 mm (Defizit 50 mm), die Brakeler Platten empfangen 760 mm (Defizit 70—80 mm), während die Borgentreicher Mulde im Durchschnitt 720 mm bekommt und das Defizit auf 100—130 mm wächst. Erst auf der höher gelegenen Fürstenaauer Platte hebt sich die Niederschlagsmenge wieder auf 850 mm, das Defizit beträgt nur 30 mm. Für den Hersteller Wald fehlen Angaben.

Diese Niederschlagsverhältnisse sind neben den Gesteinsarten und dem Grundwasserstand auch für die Ausbildung des Bodentyps verantwortlich. Die sandsteinreiche Egge besitzt rostfarbene, stark degradierte Böden, hier nahm früher sogar die Zwergstrauchheide größere Flächen ein, ehe sie von Fichtenforsten verdrängt wurde, die den Boden noch mehr versauerten und ausbleichten. Nach Tüxen¹³⁵⁾ soll der Eichenbirkenwald in der Egge die natürliche Pflanzengesellschaft sein. Das Eggevorland, besonders die Hügellandschaften um Sandebeck und Driburg, besitzen lehmige und lehmig-sandige Böden, die schon zum Typ des braunen Waldbodens gehören und zum Teil unter stauender Nässe leiden. Hier steht deshalb der Hafer im Getreideanbau noch an erster Stelle (30—45 %), wenn ihm auch Roggen und Weizen beigegeben sind. Buchenwälder, vermengt mit Eichenhainbuchenbeständen, bilden die vorherrschenden Waldgesellschaften. Erst im südlichen Bonenburger Hügelland und auf der Rimbecker Platte ist in den lehmigen Böden der schwach bis mäßig gebleichte braune Waldboden entwickelt. Ihn besetzen heute vorwiegend Weizen, Wintergerste, Roggen und Hafer und zwar in den Variationen: 1. Hafer-Weizen-Wintergerste, 2. Weizen-Wintergerste-Hafer und 3. Weizen-Roggen-Hafer. Die natürliche Waldgesellschaft ist nach Tüxen der mitteleuropäische Eichenhainbuchenwald, in dem aber die Rotbuche eine beachtliche Rolle spielt. In den Flachmulden von Steinheim und Borgentreich und in der Hainhauser Senke ist Löß die vorherrschende Bodenart. Er lagert hier in verschiedener Mächtigkeit auf Keupermergeln, die in der Borgentreicher Mulde, der sog. Warburger Börde, nur im geringen Umfange stauende Nässe hervorrufen, während die niederschlagsreichere Steinheimer Mulde früher sehr über Vernässung klagte, so daß große Drainageanlagen notwendig waren. In der Warburger Börde herrscht deshalb auch ein nicht oder kaum gebleichter brauner Waldboden (mit steppenartigem Charakter), die Steinheimer Mulde besitzt indessen schwach bis mäßig gebleichte braune Waldböden. In beiden Landschaften steht heute der Anbau von Weizen mit geringen Abweichungen an erster Stelle; 1. Weizen-Roggen-Hafer; 2. Weizen-Hafer-Wintergerste und ab und zu auch 3. Roggen-Hafer-Weizen. Dem entspricht der typische Eichenhainbuchenwald, der hier als Klimaxgesellschaft von Tüxen verzeichnet wird. In den Plattenlandschaften ist der Muschelkalk der wichtigste Bodenbildner. Er liefert einen Humuskarbonatboden, der an den Hängen schwachgründig und steinreich ist, auf den ebenen Platten jedoch sehr tief-

135) Tüxen, R., Vegetation Niedersachsen, 1934.

gründig sein kann. Auf den Brakeler und Fürstenauer Platten dominiert heute der Hafer (Hafer-Roggen-Weizen), der 30—45 % der Kornfläche einnimmt. Doch findet sich in den wesernahen Landschaften auch schon das Roggen-Hafer-Weizen-System. Neben dem Eichenhainbuchenwald ist hier der sog. Kalk-Buchenwald sehr häufig.

Pyrmonter Land (2). Für eine Absonderung dieses Gebietes sprechen mehrere Gründe. Erstens verzahnen sich in ihm rheinisch gerichtete, aus Muschelkalk bestehende oberwäldische Formen mit hercynischen, aus Keuper aufgebauten Elementen des Lipper Landes. Zweitens durchschneidet das auf dieser Grenze in westöstlicher Richtung angelegte Falkenhagener Störungssystem das Gebiet und läßt noch einmal seine Übergangsstellung deutlich werden. Drittens wurde das Pyrmonter Land weitgehend von der saaleeiszeitlichen Vergletscherung verschont. Und zum letzten ist es das am weitesten nach Osten ausbuchtende Gebiet des Weserberglandes, dessen Beziehungen stets zur Weser gerichtet waren und sind.

An seinem Aufbau sind sieben Kleinräume beteiligt. In einem Halbkreis umrahmen das Land im Süden und Westen die Keuperhöhen des 490 m hohen Kötterberges und die 420 m hohen Bergmassive des Schwalenberger Waldes (Mörth und Winterberg, getrennt durch das Engtal der Emmer). An sie schließt sich das von Berg- rücken und schmalen Senken durchzogene Falkenhagener Hügelland, durch eine Schichtstufe gegen die nördlich angrenzenden Landschaften abgesetzt. Im Nordosten werden die Binnenlandschaften ebenfalls von den Keuperhöhen der Waldau gegen die Weser abgeschlossen, die, in Mulden angelegt, heute als Härtlinge herausragen. Die bisher genannten Vollformen umrahmen die Pyrmonter Platten, die sich nach Nordwesten bis zum Saalberg bei Alverdisen und nach Norden bis an die nördlich des Hunabaches verlaufende Keuperschichtstufe der Hetberger Höhen erstrecken. In Muschelkalk und Keuper eingearbeitet, liegen die Hochflächen durchweg in 300—360 m Höhe. Engtäler gliedern sie in einzelne Platten, von denen hier die Baarser Platte (330—360 m), die Hagener Platte (300 m), die Sonneborner Platte (281—300 m), die Schollerberg-Platte (340 m) und die bekannte, der Weser am nächsten gelegene Ottensteiner Hochfläche (300 m) genannt seien. Die zentrale Landschaft bildet das Pyrmonter Talbecken, das nur 100 m hoch liegt, umrahmt von den steil ansteigenden Schichtköpfen der Muschelkalkhöhen. Als letzte Kleinlandschaft ist die mit Löß bedeckte Ärzener Talung im Norden anzusprechen, die sich vom Wesertal her fingerförmig ins Bergland schiebt. Abgesehen von dieser etwas peripher gelegenen Landschaft ergibt sich also ein, in der Art eines Amphitheaters aufgebautes Landschaftsgefüge vom zentral gelegenen Pyrmonter Becken über die Platten zu den umgebenden Keuperhöhen.

Über die klimatischen Verhältnisse dieses Gebietes geben nur wenige Stationen Auskunft, sogar dem so bemerkenswerten Kötterberg fehlt eine Wetterstation. Für den Schwalenberger Wald ist auf Grund seiner Höhenlage ein Niederschlag von 900—1000 mm anzunehmen. Dafür sprechen einmal das Vorkommen von kleinen Mooren und zum andern die noch östlich des Schwalenberger Waldes zu beobachtende Luvwirkung (Lügde 839 mm, Überschuß 55 mm). Auch der Kötterberg erhält wahrscheinlich ähnlich hohe Niederschläge. Erst auf den Pyrmonter Platten, im Talbecken und in der Ärzener Talung sinkt der Niederschlag unter 900 mm, geht aber allem Anschein nach nirgends unter die 800-mm-Isohyete. Das Pyrmonter Land ist also niederschlagsreicher als das Oberwälder Gebiet. Deutet das schon auf ein mehr atlantisch gefärbtes Höhenklima hin, so wird die dadurch bedingte pflanzengeographische Tendenz zur „Verbuchung“ noch durch die Bodenarten begünstigt. Im Falkenhagener Hügelland, im Schwalenberger Wald und auf der Waldau finden sich tonig-sandige Böden, die sich aus dem Keuper entwickelt haben. Hier steht deshalb auch, soweit nicht der Wald vorherrscht, der Hafer (mit Roggen und Weizen) an erster Stelle. Buchenwälder

nehmen große Flächen ein. Ähnlich liegen auch die Verhältnisse auf den Pyrmonter Platten, wo zum Teil der Karbonatboden des Muschelkalks das Aufkommen des Kalkbuchenwaldes begünstigt. Nur in der Ärzener Talung mit ihren Lößablagerungen und im Pyrmonter Becken mit seinen tiefgründigen lehmigen Böden begegnet uns die Getreidegesellschaft Roggen-Weizen-Hafer und Weizen-Roggen-Hafer. Hier ist auch der Eichenhainbuchenwald dominant.

Lipper Bergland (3). Es umschließt durchweg das arg gestörte Keupergebiet der nördlichen Pyrmonter Achse, die beiden Zwischengebiete um Detmold und Bösingfeld und den Lippischen Wald ohne die Abdachung der Senne.

Dieser tektonischen Viergliederung entspricht auch die Anordnung der Relieftypen. Im Westen bilden die aus Kreide aufgebauten Schichtruppen des Lippischen Waldes den Abschluß gegen die Westfälische Bucht. Ihm folgt nach Osten eine in triassische Schichten eingearbeitete Schichtrückenlandschaft, das Detmolder Osningvorland. Erst dann erhebt sich hinter der schmalen Oberen Werretalung das Detmolder Hügelland. Im Norden wird es begrenzt durch die lößerfüllte Lemgoer Begatalung, eine Art Flachmulde, die sich mit der Barntruper Talweitung weit gebirgsenwärts erstreckt. Nach Osten schließt sich das Blumberger Talbecken an. Das zentrale Hebrungsgebiet umfaßt zwei Formenlandschaften, das Bavenhauser Bergland mit Bergkuppen und Rücken aus sehr verschiedenem Gestein, unter dem sogar Muschelkalk vertreten ist, und das Valdorfer Bergland im Norwesten, das mit Grundmoräne bedeckt ist und von breiten Sohlentälern durchzogen wird. An der Ostflanke schieben sich zunächst die Kaller Höhen von Norden nach Süden als Schichtrippe ein. An sie schließt sich entlang der Exter eine breite, etwas reliefierte Flachmulde, die sich um Bösingfeld, im Bereich des dortigen Liasgrabens, ausweitet. Gegen die Weser wird sie durch die von Schichtrücken durchzogene Anschwellung der Wennenkammer Höhen abgegrenzt, die 300 m erreichen. Im Süden bilden die Hetberger Höhen als Keuper-schichtrippe die Grenze gegen das Pyrmonter Land.

Ähnlich wie im Oberwälder Land wirken sich die in nordöstlicher Richtung miteinander wechselnden hoch- und tiefliegenden Landschaften auf die Verteilung der Niederschlagsmenge und -typen aus. Wie die Egge, so erhält auch der Lippische Wald die höchsten Niederschläge (1000—1100 mm). Doch fehlt hier schon das Dezembermaximum. Auch der Überschuß beträgt nur noch 80—100 mm. Der Juli bringt die meisten und der April die wenigsten Niederschläge. Im Osningvorland und in der Werretalung sinkt zwar der Niederschlag unter 900 mm, ja sogar auf 800 mm, dennoch ist die Luvwirkung noch gut zu erkennen (Lage +24, Detmold +79 mm). Im Detmolder Hügelland ist ebenfalls mit 900 mm Niederschlag zu rechnen (Angaben fehlen). Erst das Blumberger Becken erhält weniger (750—800 mm), hier ist sogar ein Defizit von 50—130 mm vorhanden. Das Maximum liegt wie immer im Juli, doch verschiebt sich das Minimum in den März. Ein ebensolches Trockengebiet scheint auch die Begatalung zu sein (781 mm, —40 mm, März-Minimum). Für das Valdorfer und Bavenhauser Bergland fehlen Angaben, doch ist hier wohl mit einer geringen Zunahme des Niederschlags auf 850—900 mm zu rechnen. Dagegen erhält die Exter-Talung wiederum 750—800 mm, verbunden mit einem mehr oder minder größeren Defizit.

Auch die bodenmäßige Ausstattung läßt sich weitgehend mit den Kleinlandschaften parallelisieren. In den Becken und Talungen lagert meistens Löß oder lößähnlicher Lehm, der im Blumberger Becken zu einem schwach bis mäßig gebleichten Waldboden umgewandelt wurde, während die Bleichung in den nördlichen Tieflandschaften weiter fortgeschritten ist. So herrscht hier durchweg ein Roggen-Weizen-Hafer-System, das teilweise sogar (in der Begatalung) in ein Weizen-Roggen-Hafer- oder Weizen-Hafer-Roggen-System übergeht. Danach dominiert hier auch der Eichenhainbuchenwald, der jedoch, zumindest in den nördlichen Landschaften, nach seinem

gesamten Aufbau zum subatlantischen Typ zu rechnen ist. Das Lippische Bergland hat sandig-lehmige Böden (Keuper), die zum Teil — so im Valdorfer Bergland — von Geschiebelehmen überlagert werden. Klima und Boden geben hier dem Roggen-Hafer-Weizen-System (Roggen mit 30—45 %) das Übergewicht. Ab und zu trifft man sogar die Hafer-Roggen-Weizen-Gesellschaft. Das gleiche Roggensystem ist auch im Detmolder Hügelland weit verbreitet. Diese Getreidegesellschaft spricht ebenfalls für den Eichenhainbuchenwald in seiner subatlantischen Ausbildung. Doch ist hier auch mit einem höheren Anteil von Buchen zu rechnen. Für den Lippischen Wald und das Osningvorland ist die streifenförmige Anordnung von Bodenarten und Bodentypen charakteristisch. Der Osningsandstein liefert dünngründige, oft sehr grobsandige Bodenarten, die einst sogar Heiden getragen haben (rostfarbener Waldboden mit Eichenbirkenwald). Dagegen bilden die Verwitterungsprodukte der Kreide- und Muschelkalke die bekannten Karbonatböden. Hier stocken deshalb auch stattliche Buchenwaldungen.

Ravensberger Land (4). Von dem einstigen Territorium, der Grafschaft Ravensberg, umschließt dieses Gebiet nicht den zum sandigen Ostmünsterland gehörigen Südwesten, während es andererseits nach Südosten, Osten und Norden über die territorialen Grenzen hinausgreift und auch noch Teile des Landes Lippe und des ehemaligen Fürstbistums Minden einbezogen werden.

Riepenhausen¹³⁶⁾ begrenzt das Ravensberger Land im Norden durch die Wiehenkette, im Süden durch den Osning und im Westen und Osten durch heutige Verwaltungsgrenzen. Stolte¹³⁷⁾, der auf Niemeier¹³⁸⁾ zurückgreift, schließt auch noch die Fußfläche nördlich der Wiehenkette und Teile des lippischen Flachlandes ein. Er zieht die Grenze von der Dörenschlucht nach Nienhagen an der Werre, führt sie dann mit geringen Abweichungen zwischen Lage und Schoetmar an dieser entlang und weiter am Abbruch des Lippischen Berglandes nach Herford. Von hier überquert sie östlich der Straße Herford—Oeynhausen den Herforder Keupervorsprung, umgreift das Vlothoer Hügelland und folgt dann von Babbenhausen bis Barkhausen an der Porta dem Lauf der Weser, um nördlich Böhlhorst nach Westen abzubiegen und an der Wiesen- und Moorzone entlangzuziehen. Bei Rabber biegt sie nach Süden um, quert beim Huntedurchbruch die Wiehenkette und läuft am Ostrand der Meller Höhen entlang, folgt der Else-Hase-Niederung bis Wellingholzhausen, zieht am Nordrand des Osnings bis zum Paß von Borgholzhausen und umschließt von hier bis zur Dörenschlucht die Höhenkette. In dieser Umgrenzung ist das Ravensberger Land rund 1200 qkm groß.

Im großen gesehen, gleicht das Ravensberger Land orographisch einer flachwelligen Mulde, eingespannt in die beiden Schichtrippenstränge des Bielefelder Osnings und der Lübbecker und Bergkirchener Eggen und zentral durchfurcht von der Else-Werre-Talung. Schon daraus und aus dem Fehlen von bergigen und hügeligen Binnenlandschaften erklärt sich die einzigartige Stellung dieses Gebietes innerhalb des Weserberglandes. Zehn Kleinräume lassen sich aussondern. Im Süden bildet der Bielefelder Osning eine markante Scheide gegen die Senne; eine Fußfläche fehlt hier. An ihn schließt sich eine aus triassischen Schichten entwickelte schmale Schicht Rückenlandschaft: das Bielefelder Osningvorland. Erst dann folgt das flachwellige Land der Herforder Mulde, eingearbeitet in Liasschichten, ab und zu mit etwas bewegtem Relief und bedeckt mit Löß. Sehr klein ist das Vlothoer Hügelland, aus Keuper aufgebaut und entblößt von Geschiebelehm. Nördlich der Else-Werre-Talung dehnt sich wiederum eine langsam ansteigende, flachwellige Landschaft aus, die man

¹³⁶⁾ Riepenhausen, Ravensberger Land bis 1770, 1938.

¹³⁷⁾ Stolte, Ravensberger Hügelland, 1933.

¹³⁸⁾ Niemeier, Nordwestfäl.-Lippisches Bergland, 1930.

wegen ihrer Umrahmung am besten als Quernheimer Bucht bezeichnen kann. Das Wiehengebirge erscheint von der Porta bis zum Huntedurchbruch, im großen gesehen, als ein einheitlicher Relieftyp. Im einzelnen zeigen sich aber manche Besonderheiten, die mindestens eine landschaftliche Zweiteilung in die Bergkirchener und die Lüb- becker Eggen rechtfertigen. Den Abschluß nach Norden bildet das Lüb- becker Löß- vorland, das im Osten von dem kleinen Hügelrücken der Böhhorst und im Westen von den Oldendorfer Höhen, einer kleinen Schicht- rückenlandschaft, flankiert wird.

Obleich das Ravensberger Land schon zum atlantischen Tieflandsklima gehört, hat doch die Lage der Kleinlandschaften zueinander und zu den maßgebenden Windrichtungen eine klimatische Differenzierung hervorgerufen, die besonders in der Prägung der Niederschlagsverhältnisse kontinentalere Züge aufweist. Wichtige Klimascheiden sind in dieser Hinsicht die beiden Schichtkämme im Südwesten und Norden. Am Bielefelder Osning stauen sich die regenbringenden West- und Süd- westwinde und bedingen hier Niederschläge von 900—950 mm. Auch das Osningvor- land spürt noch diese Stauwirkung, mit 840—860 mm Niederschlag weisen seine Stationen noch einen Überschuß von 25—35 mm auf. Auch die monatliche Verteilung ist in diesem Sinne zu deuten. Bei einem im gesamten Ravensberger Land gel- tenden Juli-Maximum liegt in den genannten Überschuß-Landschaften das Minimum stets im April. — Die Herforder Mulde, das Vlothoer Hügelland und die Quern- heimer Bucht besitzen dagegen ein Defizit. In der Herforder Mulde und in der Quernheimer Bucht berechnet sich der durchschnittliche Niederschlag auf 700—730 mm, das Defizit schwankt zwischen 50 und 100 mm. Im Vlothoer Hügelland ist der Nieder- schlag etwas höher (750 mm), doch das Defizit geringer. Ganz allgemein liegt das Minimum in diesen Landschaften im März. Für die Lüb- becker und Bergkirchener Eggen fehlen Stationen; doch ist anzunehmen, daß die dort fallenden Nieder- schlagsmengen 800 mm überschreiten und die Höhenzüge einen, wenn auch geringen Stau bewirken. Diese zweite Sperrkette macht nun das Lüb- becker Lößvorland zu einer ausgesprochen niederschlagsarmen Landschaft. Die Mengen liegen hier unter 700 mm (Lüb- becke 688 mm), und das Minimum verschiebt sich in den Februar. Damit gehört das Lößvorland zum westlichen Ausläufer des großen niederdeutschen Trockengebie- tes, das in der Magdeburger Börde beginnt und sich am Nordrand des Niederdeut- schen Berglandes bis zu den Dammer Höhen hinzieht.

Auch in den Wärmeverhältnissen sind, wenn auch nur abgeschwächt, gewisse kontinentale Züge zu erkennen (10 °-Tage).

Tabelle 8 Klimadaten des Weserberglandes

Station	Jahres- Januar- mittel	Juli- mittel	Schwankung	10 °-Tage	Eistage	Frosttage
Driburg (220 m)	7,6 ° — 0,3 °	15,8 °	16,1 °	145	—	—
Herford (77 m)	8,7 ° 0,8 °	16,9 °	16,1 °	161	15	75
Osnabrück (68 m)	8,2 ° 0,6 °	16,6 °	16,0 °	152	18	80

Bodenarten und Bodentypen passen sich ebenfalls der kleinlandschaftlichen Gliederung auszeichnet ein. Arm und trocken ist die kärgliche Verwitterungskrume des Osningssandsteins, dürr und steinig in der Regel auch der Boden der Muschel- kalk- und Plänerketten, und gleiches gilt von den Böden der sandigen und kalkigen Gesteinsfolgen der Wiehenkette. Dagegen überwiegt in der Herforder Mulde der Löß, der den Geschiebelehm überdeckt. Der vorherrschende Bodentyp ist hier ein mäßig gebleichter brauner Waldboden. Die Quernheimer Bucht besitzt ebenfalls Lößlehm, doch häufen sich hier die aus dem Geschiebemergel hervorgegangenen lehmig-sandigen und sandig-lehmigen Bodenarten mit geringem Kalkgehalt. Aus-

gezeichnete Lößböden finden sich wieder im Lübbecke Vorland. Die Else-Werre-Talung weist tonige, kalkarme Lehmböden auf, die im Gegensatz zu den Sandböden der oberen Hasetalung sehr fruchtbar sind. Endlich sind auf dem Keuper des Vlothoer Berglandes lehmig-sandige Böden entwickelt. Hier ist auch der rostfarbene Waldbodentyp anzutreffen, auf dem sich infolge der Wirtschaft des Menschen die atlantische Zwergstrauchheide entwickeln konnte.

Eine besonders wichtige Rolle spielt im Ravensberger Land der oft sehr hohe Grundwasserstand. Seine siedlungs- und kulturhemmende Wirkung macht sich hier in ähnlicher Weise bemerkbar wie im Niederdeutschen Tiefland. Hier wie dort sind für die Auswahl der Altfluren die kleinen, trockenen Höheninseln entscheidend, während nach den Rändern und Bachläufen zu der Boden vernäßt ist (mineralischer Naßboden).

Aus den klimatischen und edaphischen Gegebenheiten erklären sich auch die Waldtypen und Getreidegesellschaften. Buchenwälder, vermischt mit Eichen, beherrschen heute den Osning und das Osningvorland. Nur auf dem Osningsandstein ist der Traubeneichen-Birkenwald als natürlicher Vegetationstyp anzunehmen. In der Wiehenkette ist der Kalkbuchenwald auf die Bergkirchener Eggen beschränkt, während auf den Lübecker Eggen der luzulareiche Eichenbirkenwald stockt. In den jetzt weitgehend gerodeten Binnenlandschaften und im Lößvorland ist hingegen der sternmierenreiche atlantische Typ des Eichenhainbuchenwaldes als natürliche Pflanzengesellschaft anzusehen. Ihm entspricht auch die Vorherrschaft des Roggenanbaus. Doch sind bemerkenswerte Unterschiede festzustellen. In der Herforder Mulde ist das Getreidesystem Roggen-Weizen-Hafer, wobei Roggen aber nur 30—45 % der Fläche einnimmt. Das Vlothoer Hügelland besitzt dagegen die Folge Roggen-Hafer-Weizen, wobei der Roggen 45—60 % der Getreidefläche besetzt. Das gleiche System herrscht auch in der Quernheimer Bucht. Im Lübbecke Lößvorland überragt ebenfalls der Roggen mit 45—60 % alle anderen Getreidearten, doch gesellen sich hier zu ihm Weizen als erste Begleitpflanze und Hafer als zweite Begleitkultur. So lassen im Ravensberger Land gerade die Getreidegesellschaften in ausgezeichneter Weise die kleinsten naturlandschaftlichen Einheiten erkennen.

Osnabrücker Land (5). Infolge des Zusammendrängens der tektonisch-stratigraphischen Elemente ist auch die Oberflächengestalt dieses Gebietes außerordentlich bewegt, so daß man mit Recht von einem Hügelland sprechen kann. Daher kommt es, daß sich hier die Randketten nicht besonders deutlich gegen die Binnenlandschaften abheben, sondern sich mit ihnen verzahnen. Am klarsten treten im Innern die Hase-Talung und nach außen die schmalen Fußflächen mit den markanten Vorhöhen des Gehns und der Kalkrieser Höhen im Norden sowie des Kleinen Berges im Süden hervor. Die Obere Hase-Talung, angelegt in einer geologischen Mulde, durchzieht mit wechselnder Breite in 75—70 m Höhe von Melle bis Osnabrück das gesamte Gebiet. Im Westen ist zu ihr noch die Niederung der Wüste zu rechnen, so daß sich hier die Hase-Talung wie im Osten bei Gesmold erheblich verbreitert. Ab und zu durchsetzen kleine Dünen die an und für sich sehr flache Ebenheit. Die Hase-Talung trennt zwei Hügellandschaften. Im Norden reicht das Schledehauser Hügelland mit wechselnden Höhen vom Westerberg bei Osnabrück bis Niederholsten-Ostenwald im Osten. Hier schließen sich die bis 221 m emporragenden Meller Höhen an, die infolge ihrer nordöstlich streichenden Kammberge eine hügelige Sonderlandschaft darstellen. Nach Norden bildet der von 200 m auf 100 m absinkende Schichtkamm der Wittlager Eggen den Abschluß. Die Schichtrippe tritt nicht allenthalben deutlich hervor, da die südliche Binnenlandschaft durchweg die gleiche Höhe erreicht. Dadurch erklärt sich auch die große Zahl der Pässe und Durchbruchstäler. Eindrucksvoller ist der Abfall der Schichtlehne zum Wittlager Vorland, die mit Löß-

und Grundmoräne bedeckt ist. Aus ihr erheben sich die Kalkrieser Höhen (157 m), eine kleine Aufsattelung mit zwei Schichtkämmen, und der Gehn, eine flach nach Süden einfallende Schichtplatte mit nordwärts gerichtetem Steilrand.

Südlich der Hase-Talung liegt das Holter Hügelland, eine aus schmalen Berg- rücken und Senken bestehende, den Bereich des Sandforter und Holter Hebungsbereiches umschließende Landschaft. Nach Süden findet es seinen Abschluß in einer Schichtrippe, die von Oesede bis Borgloh gut zu verfolgen ist. Im Südwesten lagern die waldbedeckten, massigen Bergkuppen der Hügellberge und des Dörenberges, die höchsten Erhebungen des Osnabrücker Landes. Jede Gruppe ist für sich ein selbständiger Kleinraum. Im Südosten liegt hingegen die flachwellige, lößbedeckte Oeseder Mulde, durchzogen von den Bächen der nach Westen gerichteten Düte und des nach Osten abfließenden Aubaches. An sie schließt sich zwischen Borgholzhausen und Iburg der Iburger Osning mit seinen gut ausgebildeten Schichtrippen. Den Abschluß gegen die Emssandebene der Westfälischen Bucht bildet endlich die Glaner Fußfläche, hier und da durch Kieskuppen der Endmoränen etwas belebt. Sie wird bei Hilter durch die waldbedeckte Aufsattelung des 208 m erreichenden Kleinen Berges unterbrochen.

Die klimatischen Verhältnisse des Osnabrücker Landes zeigen nur eine geringe Differenzierung. Die Niederschlagsmengen liegen durchweg zwischen 750 und 850 mm. Trotz der Offenheit nach Westen scheinen auch für das Osnabrücker Land in erster Linie die Südwestwinde für die Verteilung des Niederschlags verantwortlich zu sein. Diese Auffassung ergibt sich aus folgenden Zahlen: die höchsten Niederschläge erhalten die südlichen Landschaften (Iburg 815 mm, Borgloh 828 mm, Kloster Oesede 825 mm), der Überschuß schwankt zwischen 20 und 40 mm. Erst in der Hase-Talung und im Schleddehauser Bergland sinkt der Niederschlag auf 750 mm, das Defizit beträgt 35 mm. Im Wittlager Vorland steigen sie jedoch wieder auf 760 mm an (Essen). Der Überschuß ist zwar sehr unbedeutend (+ 14 mm), doch weist er darauf hin, daß hier schon westliche Winde als Regenbringer in Frage kommen. Darauf deuten auch die Zahlen der Station Venne, die, östlich im Lee der Kalkrieser Höhen gelegen, nur 747 mm erhält (— 9 mm) und der Station Osnabrück, die, den Westwinden ausgesetzt, immerhin 756 mm (+ 15 mm) erhält. Bemerkenswert ist auch die Verteilung der Niederschlagsmaxima und -minima. Die meisten Niederschläge fallen nicht mehr im Juli, sondern im August und in den Monaten September und Oktober. Überhaupt ist im Osnabrücker Hügelland der hydrologische Herbst (August, September, Oktober) regenreicher als das hydrologische Frühjahr (April, Mai, Juni). Darin spricht sich nach Henze¹³⁹⁾ deutlich eine hohe Ozeanität des Klimas aus. Dementsprechend verschiebt sich auch wie bei den atlantischen Höhenklimaten das Minimum in den Mai, nur bei einigen Stationen liegt es im April oder März und im Wittlager Vorland (Essen) sogar im Februar. Der hohe Grad der Ozeanität wird auch durch die Temperaturverhältnisse bestätigt, und man kann das Osnabrücker Land schon ganz zum Euatlantikum rechnen.

Entsprechend dem geologischen Bau und der verschiedenartigen Überdeckung mit diluvialen Ablagerungen wechseln die Bodenarten und Bodentypen in einigen Landschaften sehr rasch, und nur bei einer großzügigen Betrachtung lassen sich die durch den Boden bedingten Einheiten mit den aus dem Relief gewonnenen Kleinschaften in Übereinstimmung bringen. In gewisser Weise überschneiden sich in allen Landschaften zwei Anordnungsrichtungen. Die durch das Gestein bedingten Bodenarten folgen in nordsüdlicher Richtung, d. h. sie bilden von Westen nach Osten durchlaufende Streifen. Die diluvialen Ablagerungen verändern sich indessen von Südosten nach Nordwesten: in den östlichen und südöstlichen Landstrichen ist

¹³⁹⁾ Henze, Ozeanität und Kontinentalität, 1929, 4.

noch Löß abgelagert, er geht allmählich in einen feinsandigen Lehm (Melm) über und wird zuletzt im Nordwesten von sandig-lehmigen Böden der Grundmoräne abgelöst. Wittlager Eggen, Gehn und Kalkrieser Höhen besitzen sandig-lehmige Gesteinsböden, wozu sich in den Kalkrieser Höhen noch der entartete Humuskarbonatboden gesellt. Sie sind heute mit Wald bestanden und zwar im natürlichen Zustande von dem Traubeneichen-Birkenwald. Auch auf den Hügellbergen und auf dem Dörenberg herrschen Gesteinsböden vor, sie sind stark gebleicht und zu rostfarbenen Gebirgswaldböden umgebildet. Dem entspricht auch die natürliche Waldgesellschaft des schon oben erwähnten Eichen-Birkenwaldes. Im Osning hingegen nimmt neben den Gesteinsböden auch der entartete und flachgründige Humuskarbonatboden einen breiten Streifen ein, der auch den Kleinen Berg überzieht. In ihrem Waldbestand ist neben der Buche die Eiche noch sehr zahlreich vertreten. Trotzdem rechnet Büker¹⁴⁰⁾ diese Waldgesellschaft noch zum mitteleuropäischen Eichenhainbuchenwald. Im Schleddehauser Hügelland und im Wittlager Vorland überwiegen die lehmig-sandigen Böden, die sich aus der Grundmoräne entwickelt haben, nur in den östlichen Teilen finden sich lößartige Ablagerungen. Danach richtet sich auch die Anordnung der Bodentypen. In den Ostteilen überwiegt der mäßig gebleichte braune Waldboden, in den westlichen Gemeinden der mäßig bis stark gebleichte rostfarbene Waldbodentyp. Gesteinsböden sind im Schleddehauser Hügelland selten, und ebenso beschränken sich die nassen Waldböden und die mineralischen Naßböden auf die tieferen Lagen. Als natürliche Waldgesellschaft gilt in beiden Landschaften der subatlantische Eichenhainbuchenwald, durchsetzt von Erlen-Auenwäldern. Dem entspricht in gewisser Weise die Getreidegesellschaft mit Roggen-Hafer-Weizen, wobei Roggen durchweg 45—60% der Getreidefläche einnimmt. Im Wittlager Vorland steigt indes sein Anteil nach Westen, und hier ist sogar ein Roggen-Hafer-System entwickelt, dagegen wird im Schleddehauser Hügelland nach Westen hin der Weizen als dritte Begleitkultur durch die Wintergerste ersetzt, der die gut dräniereten nassen Waldböden anscheinend gut zusagen. — Die Hase-Talung besitzt in dem flußnahen Streifen ausschließlich mäßig gebleichte, mineralische Naßböden, die einstmals einen Erlenuenwald getragen haben und heute weitgehend zu Grünland umgewandelt sind. An den Talrändern und besonders in der Wüste, in der Nähe von Osnabrück, finden sich in den anlehmigen Sanden ausgedehnte nasse Waldböden. Hier ist heute wieder die Wintergerste im Anbau sehr vertreten, die Getreidegesellschaft lautet Roggen(45—60%)-Hafer-Wintergerste. Im Holter Hügelland, in der Oeseder Mulde und auf der Glaner Fußfläche bilden dagegen lehmige Feinsande (Melm), die stark an den Löß erinnern, die vorherrschende Bodenart. Aus ihnen entstand im Holter Hügelland ein schwach gebleichter brauner Waldboden und in der Oeseder Kreidemulde ein mäßig gebleichter brauner Waldboden, während auf der Glaner Fußfläche neben dem mäßig gebleichten braunen Waldboden auch der nasse Waldbodentyp nicht fehlt. Damit gleichen diese Kleinlandschaften bodenmäßig der Herforder Mulde. Der atlantische Eichenhainbuchenwald ist hier ebenfalls die natürliche Waldgesellschaft, und ebenso herrscht das Roggen-Weizen-System, bei dem der Roggen nur 30—45% der Fläche einnimmt. Nur in der Oeseder Kalkmulde und auf der Glaner Fußfläche ist teilweise der Weizen durch die Wintergerste ersetzt, wie überhaupt diese Landschaft über die Talungen im Bereich der Hügellberge mit dem gleichgearteten Getreidebaugebiet um Osnabrück in Verbindung steht, nur daß hier der Anteil des Roggens auf 45—60% ansteigt.

Tecklenburger Land (6). Die Sonderstellung dieses sehr kleinen Gebietes ergibt sich aus seinem geologisch-tektonischen Aufbau. Im Gegensatz zum benachbarten Osnabrücker Land wie überhaupt zu allen bisher behandelten Gebieten besitzt das

140) Büker, MB1 Lengerich, 1939.

Tecklenburger Land nur eine Hebungsachse, die durch den Ibbenbürener Schafberg verläuft. Zum andern verschwinden im Norden die jurassischen Ablagerungen der Wiehenkette, so daß auch die begrenzenden Schichtkämme, die Eggen, hier fehlen und das Tiefland ganz ungehindert an das Hebungsgebiet herantritt. Sieben Kleinräume habe ich ausgedeutet. Der größte ist die Schafbergplatte in 160—170 m Höhe, aufgebaut aus Karbon und von Bruchstufen umgeben. Nach Norden schließt sich eine grundmoränenbedeckte Fußfläche an, die nach dem wichtigsten Ort als Mettinger Fußfläche zu bezeichnen ist. Ihr ähnelt in der Höhenlage das bis an die Hase-Talung vorstoßende Cappelner Flachwellenland. Nur ist seine Oberfläche bewegter. Triassische und jurassische Ablagerungen, überdeckt von Grundmoräne, bilden den Untergrund, der, durchzogen von zahlreichen Bachläufen, sich bald in flache Kuppen, bald in regelrechte Platten auflöst. In vielem gleicht diese Landschaft den nördlich anschließenden Geestplatten und stellt somit eine allmählich nach Nordwesten abdachende Übergangslandschaft zwischen den hügelig-kuppigen Formengemeinschaften im Südwesten und den Ebenheiten des Plantlünner Landes dar. Südlich des Schafberges liegt die Ibbenbürener Talung. In 60—65 m angelegt, durchflossen von der Aa, gleicht sie nach Formenschatz, Aufbau und Anlage der Hase-Talung. Die stärkste Einschnürung auf 2,5 km Breite erfährt diese Senke im mittleren Teil bei Ibbenbüren, während sie sich am offenen nordwestlichen und am geschlossenen südöstlichen Ende trichterförmig erweitert. Den südlichen Rahmen bilden die Schichtkämme des Osnings. Zwei Abschnitte sind zu unterscheiden. Von Iburg bis Tecklenburg bildet im sogenannten Tecklenburger Osning neben der unteren Kreide (Sandstein) auch noch der Cenomanpläner der oberen Kreide eine schmale Schichtrippe. Ab Tecklenburg tritt der Cenoman zurück, der Sandstein der unteren Kreide zieht als einzige schmale Egge bis südlich Hörstel: Riesenbecker Osning. Der Cenomanpläner erscheint nur noch in einigen Anschwellungen innerhalb der Brochterbecker Fußfläche, die, überdeckt mit Grundmoräne und unterbrochen von Kiesgruppen, sich von Bevergern bis Lienen verfolgen läßt.

Die Niederschlagsverhältnisse des Tecklenburger Landes ergeben sich aus der Lage zu den Südwest- und den West- und Nordwestwinden, die hier in gleicher Weise als Regenbringer zu gelten haben. Die höchsten Mengen erhält immer noch der Osning (850 mm), doch weist die einzige Station Tecklenburg merkwürdigerweise schon ein Defizit auf. In der Ibbenbürener Talung sinkt der Niederschlag zwar auf 750 mm, dennoch ist hier ein Überschuß von 34 mm festzustellen. Über den Schafberg fehlen Angaben. Im Cappelner Flachwellenland steigt der Niederschlag dann sogar wieder auf 850 mm. Der Überschuß berechnet sich auf 80 mm, ein Hinweis dafür, daß die Exposition zu den West- und Nordwestwinden für die Niederschlagsverteilung eine beachtliche Rolle spielt. Wie im Osnabrücker Land liegt auch hier (mit Ausnahme der Ibbenbürener Talung) das Maximum im August, das Minimum im Mai oder April. Ebenso übertreffen die Herbstregen (August, September, Oktober) die Frühjahrsregen (Mai, Juni, Juli) um ein Erhebliches.

Auch die Bodenverhältnisse zeigen eine sehr klare kleinräumige Differenzierung. Die Schafberg-Platte besitzt durchweg sandig-lehmige Böden, die sich zu schwach gebleichten braunen Waldböden entwickelt haben. Nur im Nordwesten ist ein gut ausgeprägter, stark gebleichter rostfarbener Gebirgswaldboden zu finden. Der hülsenreiche Eichenbirkenwald bildet hier die natürliche Waldgesellschaft. Im Tecklenburger Osning ist neben dem Gesteinsboden auf dem Osningsandstein auch noch der Humuskarbonatboden mit seinem Eichen-Buchen-Mischwald auf den Cenoman-Eggen vertreten, während der Riesenbecker Osning nur stark gebleichte rostfarbene Waldböden mit einer entsprechenden Eichenbirkenwaldgesellschaft und nachträglich entwickelten Zwergstrauchheiden aufweist. Die Brochterbecker Fußfläche besitzt hingegen neben Humuskarbonatböden mäßig gebleichte rostfarbene Waldböden. Hier

gedeiht noch zum Teil der subatlantische Eichenhainbuchenwald. Der Anbau ist durch die Getreidegesellschaft Roggen-Hafer-Weizen charakterisiert, wobei Roggen 45—60 % der Fläche einnimmt. In der Ibbenbürener Talung herrschen hingegen sandige Böden vor, in der Talaue mineralische Naßböden (Erlenauenwald) und auf den höher gelegenen Flächen stark gebleichte rostfarbene Waldböden. Hier ist schon die nordwestdeutsche Getreidegesellschaft Roggen-Hafer vertreten, bei der dem Roggen über 60 % der Getreidefläche eingeräumt wird. Und ebenso ist der Stieleichen-Birkenwald des Flachlandes hier die natürliche Waldgesellschaft. Ähnlich sind auch die Verhältnisse auf der Mettinger Fußfläche. Dagegen ist das Cappelner Flachwellenland — und das zeigt wiederum seine Übergangstellung — zweigeteilt. Im Norden herrschen auf sandig-lehmiger Grundlage rostfarbene Waldböden mit Eichenbirkenwald (Heiden) und extremen Roggen-Hafer-Systemen. Im Süden finden sich dagegen auf Flottelehm angelegte, schwach gebleichte braune Waldböden mit Eichenhainbuchenwäldern und mit einer Roggen-Hafer-Weizen-Gesellschaft, die an die Brochterbecker Fußfläche erinnert. Nur besetzt hier der Roggen über 60 % der Getreidefläche.

Die beiden letzten Gebiete des Weserberglandes schließen sich eng dem Wesertal an.

Holzmindener Wesertalung (7). Dieses Gebiet umfaßt die Talweiten und Engen von Karlshafen bis Hajen. Insgesamt lassen sich nach der Breite des Talbodens und den ab und zu eingeschalteten Einschnürungen drei Kleiräume aussondern. Das Beverunger Tal reicht von Herstelle bis Fürstenberg. Der Fluß fließt hier in 94—92 m Höhe. Das linke Ufer wird vom Muschelkalksteilhang gebildet, der bis 300 m aufragt. Rechts erfolgt der Anstieg allmählich über 150 auf 250 m. Im ganzen ist dieser Abschnitt ein Engtal, das durch das Vorspringen des Steinberges (146 m) und des Heggeberges (168 m) nach Norden abgeriegelt wird. Von Goddelsheim bis Reileifzen erstreckt sich das Hörterische Tal. Schon bei Goddelsheim, wo die Nethe mündet, weitet sich das Tal. Die Weser, die allmählich von 92 m auf 78 m sinkt, mäandriert auf einem breiten Talboden. Links ragt noch immer die Steilstufe des Muschelkalks empor, rechts ist der Anstieg zum Solling sanfter. Unter- und Mittelterrassen sind gut ausgebildet. Im anschließenden Bodenwerder Tal, das von Reileifzen bis Hellen reicht, durchfließt die Weser wieder ein Engtal, das links und rechts von Muschelkalkhöhen eingerahmt wird.

Die klimatischen Verhältnisse ergeben sich aus der Tiefenlage der Talungen. Die Niederschlagsmengen schwanken zwischen 720 und 760 mm mit einem mehr oder minder großen Defizit (Beverungen —50 mm, Hörter —8 mm). Wie in den benachbarten Gebieten liegt das Maximum im Juli, das Minimum im März. Auch die Bodenverhältnisse sind in allen Abschnitten sehr einheitlich. Neben gebleichten, mineralischen Naßböden (Aueböden) hat sich auf den lößlehmartigen Ablagerungen der höheren Terrassen ein nur sehr wenig gebleichter brauner Waldboden entwickelt. Dem entsprechen auch die Getreidegesellschaften Roggen-Weizen-Hafer und Weizen-Roggen-Hafer, bei denen die Leitpflanzen jeweilig 30—45 % einnehmen. Der Erlenauenwald und der typische Eichenhainbuchenwald sind hier die natürlichen Waldgesellschaften, zu denen sich an den etwas flacheren Muschelkalkhängen auch der Kalkbuchenwald und an trockenen Steilhängen sogar Trocken- und Halbtrockenrasen gesellen.

Hameln-Rintelner Wesertalung (8). Sie umfaßt nicht nur Tallandschaften, sondern umschließt auch die nördlichen Kleinlandschaften der Weserkette und die ihr vorgelagerte Nammer Fußfläche. Dieses Gebiet, abgegrenzt durch das Lipper Bergland im Südwesten, das Ravensberger Land im Westen, gehörte zu sehr verschiedenen Herrschaften, so daß eine brauchbare Gebietsbezeichnung fehlt und auch nicht von

älteren Namen abzuleiten ist. Das untere Oberwesergebiet erhält seinen Charakter durch das Vorherrschen breiter Talweitungen und kieskuppenbesetzter Flachwellenlandschaften. Als einzige Schichtrücken- und Eggen-Landschaft ist nur die Weserkette vertreten. Neun Kleinräume habe ich ausgesondert. Die Hamelner Talweitung reicht von Hellen bis Wehrbergen. Schon von Hajen an weitet sich das Wesertal, nur einmal von dem hart an das Westufer herantretenden Bückeberg (160 m) eingengt, und behält den Charakter einer Weitung bis oberhalb Hameln, wo der Trias-sattel des Hamelner Stadtwaldes nahe an die Weser heranrückt. Der Wasserspiegel der Weser senkt sich von 70 auf 60 m. Die begleitenden Höhen (bis 240 m) sind aus Keuper aufgebaut. Mittel- und Niederterrasse begleiten in gleich guter Ausbildung die schmale Talaue. Nach einer kurzen Einengung bei Wehrbergen weitet sich das Wesertal wieder zu einer breiten Talwanne, die in die leicht ausräumbaren Lias-schichten eingearbeitet ist und sich bis Erder, wo die Lippische Pforte ansetzt, erstreckt. Eine schwache Einengung, hervorgerufen durch die nach Norden vorragenden Höhen des Wennenkamper Sattels (Hünenburg 230 m), trennt die Oldendorfer Talwanne von der Rintelner Talweitung. In beiden ist die Talaue sehr breit, und ebenso ausgedehnt sind Nieder- und Mittelterrassen. Bei Veltheim verläßt die Weser in 51 m Höhe das Rintelner Becken, durchquert in einem Engtal die Keuperhöhen der Buhn (Lippische Pforte), um bis zur Westfälischen Pforte die Rehmer Talstrecke zu durchfließen. Die Rintelner Talweitung wird im Süden von der Krankenhagener Kieskuppenlandschaft flankiert, während sich im Norden das von Kieskuppen hier und dort durchsetzte Hausberger Flachwellenland erhebt. Als markanter Abschluß erscheint endlich im Norden die Schichtrippe der Weserkette, der die schmale, lößbedeckte Nammer Fußfläche anlagert.

In klimatischer Beziehung ist das untere Oberwesergebiet ein Übergangsbereich zu den niederdeutschen Trockenlandschaften am Nordrand des Mittelgebirges. In der Hamelner Talweitung und in der Oldendorfer Talwanne fallen noch 720 mm Niederschlag (Defizit 30—50 mm, Maximum Juli, Minimum März), dagegen sinkt die Niederschlagsmenge in der Rintelner Talweitung und auf der Nammer Fußfläche auf 650 mm und weniger. Das Defizit berechnet sich auf 100 mm und mehr, und das Minimum schiebt sich in den Monat Februar. Nur das Hausberger Flachwellenland und die Weserkette scheinen — Messungen liegen nicht vor — etwas höhere Niederschläge zu erhalten.

Auch bodenmäßig sind zwischen den Kleinlandschaften trotz mancher Gleichheiten kleine Unterschiede festzustellen. In der Hamelner Talweitung ist der Aueboden (Erlenauenwald) nur in einem sehr schmalen Streifen vorhanden, es überwiegt bei weitem der in den lehmigen Feinsanden und Lössen entwickelte steppenbodenartig veränderte, braune Waldboden. Hier ist deshalb auch der Weizen die Hauptgetreideart (30—45 % der Getreidefläche) mit Roggen und Hafer als Begleitkulturen. In der Oldendorfer und Rintelner Talwanne nimmt hingegen der mineralische Naßboden (der Aueboden) sehr große Flächen ein. Erst auf den höheren Terrassen finden sich lehmige Feinsande, die Lehmen auflagern und zu schwach gebleichten Waldböden degradiert wurden. Das Grundwasser spielt auch hier noch eine große Rolle. Neben der Weizen-Roggen-Hafer-Gesellschaft ist hier am häufigsten das Roggen-Weizen-Hafer-System. Dabei nimmt Roggen in der Oldendorfer Wanne nur 30—45 % ein, während sein Anteil im Rintelner Becken auf 45—60 % ansteigt. Im Krankenhagener Kuppenland ist sogar schon infolge der sandigen Böden ein mäßig gebleichter rostfarbener Waldboden vorhanden. Hier herrscht deshalb auch das Roggen-Hafer-Weizen-System, bei dem Roggen ebenfalls 45—60 % der Fläche einnimmt. Das Hausberger Flachwellenland zeichnet sich — abgesehen von den fleckhaft verteilten

rostfarbenen Waldböden auf den Kieskuppen und auf den Gesteinsböden der Buhn — durch feinsandige Lehme und schwach bis mäßig gebleichte braune Waldböden aus. Hier findet sich wiederum die Roggen-Weizen-Hafer-Gesellschaft. Die gleichen Bodenarten und Bodentypen sind auch der Nammer Fußfläche eigen, ebenso gilt hier das gleiche Getreidesystem, nur sinkt der Anteil des Roggens wieder auf 30—45 % (Trockenklima!). Nur die Weserkette besitzt sandige Gesteinsböden und flach- bis mittelgründige Humuskarbonatböden, die einen Buchenwald tragen.

3. Kapitel

Die Westfälische Bucht

I. Name und Zuordnung, Grenzen und Gliederung

(Abb. 1, 2, Tab. 9)

Mit rund 9000 qkm = 29 % des Untersuchungsgebietes ist die Westfälische Bucht der zweitgrößte natürliche Großraum Westfalens. Häufig findet man für sie in Analogie zur Kölner, Leipziger und Breslauer Bucht auch die Bezeichnung Münsterländer oder Münstersche Bucht¹⁾. In Wirklichkeit sind aber Kölner, Leipziger und Breslauer Bucht Teile der größeren Niederrheinischen, Sächsischen und Schlesischen Bucht, und ebenso umfaßt das Münsterland nur einen Teil der Westfälischen Bucht. Ich schließe mich deshalb in der Namengebung der Auffassung von Maull²⁾, Braun³⁾ und Brüning⁴⁾ an, die die Bezeichnung Westfälische Bucht bevorzugen (Abb. 1, 2).

In der regionalen Zuordnung erscheint nach Höhenlage, allgemeiner Abdachung und Flußrichtung die Westfälische Bucht als Teil des Niederdeutschen Tieflandes. Ihre Höhen liegen durchweg unter 100 m, nur einige Berg- und Hügelgruppen steigen auf 150—180 m an, und im Süden und Südosten, im Paderborner Land, werden ausnahmsweise Höhen von 300—360 m erreicht. Im großen gesehen, entspricht die allgemeine Abdachung der Neigung einer Ebene, die man durch die höchsten Punkte der Bucht legen kann und die sich allmählich von Südosten nach Nordwesten von 250 auf 60 m senkt. — Die Verwandtschaft mit dem Niederdeutschen Tiefland kommt auch in der eiszeitlichen Überformung zum Ausdruck: glaziale, fluvioglaziale und äolische Ablagerungen, End- und Grundmoränen, Vor- und Nachschüttsande, Löß und Dünen sind deshalb auch für die Oberflächenformen mancher Landstriche entscheidend.

Und zuletzt werden die nach Westen und Nordwesten gerichteten Beziehungen noch durch das Gewässernetz unterstrichen (Abb. 6). Die Verbindung zur Niederrheinischen Ebene stellt die Lippe her, die im allgemeinen fast parallel zum Nordrand des Südergebirges fließt und dort in den Rheinstrom mündet, wo dieser seine anfängliche Nordwestnordrichtung aufgibt und sich allmählich nach Westen wendet. — Im Gegensatz zur Lippe besitzt die Ems, der zweitwichtigste Fluß der Bucht, nur im Oberlauf fast ostwestliche Richtung. Sie schwenkt aber bald nach Nordwesten ab und biegt zuletzt nach dem Austritt aus der Bucht sogar nach Norden um. Damit ist die zweite hydrographische Einheit der Bucht, das obere Emsgebiet, vornehmlich nach dem Nordwestdeutschen Tiefland orientiert, eine Beziehung, die noch dadurch verstärkt wird, daß die gleichen Bodenarten — hier wie dort Sandböden — vorherrschen und demnach auch im oberen Emsgebiet der Eichen-Birken-Wald einstmals die natürliche Waldgesellschaft bildete, die später durch ausgedehnte Zwergstrauchheiden und seit 1800 durch Kiefernforsten verdrängt wurde.

Zwischen die allmählich auseinanderstrebenden Einzugsbereiche von Ems und Lippe schieben sich im Westen eine Reihe kleinerer Flüsse: Issel, Bocholter Aa, Berkel, Dinkel und Vechte. Sie weisen alle auf das Flußgebiet der Yjssel und zur

1) Penck, Das Deutsche Reich, 1887, 285; Schrepfer, Der Nordwesten, 1935, 248; Lücke, Münstersche Bucht, 1933; Rüsewald-Schäfer, Westfalen, 1937, 76.

2) Maull, Deutschland, 1933, 282.

3) Braun, Deutschland, 1933, 285.

4) Brüning, Niedersächsisches Land, 1939, 257.

Zuidersee nach Westen in die Ostniederländische Geest. Somit ist die Bucht in drei hydrographische Gebiete gegliedert: das Lippegebiet im Süden, das zum Niederrhein tendiert, das Emsgebiet im Osten, das nach Nordwesten gerichtet ist, und das rechtsseitige Yjsselgebiet im Westen, das nach den östlichen Niederlanden abdacht. Diese Gliederung ist besonders bemerkenswert im Hinblick auf die Niederrheinische Bucht, die nur auf einen Strom, eben den Rhein, ausgerichtet ist und ihm vorwiegend ihre Formen verdankt.

Trotzdem sieht Ratzel in beiden Buchten Ausstülpungen der großen Niederrheinischen Tiefebene ⁵⁾, die sich nach ihm von der Maas-Schelde-Wasserscheide bis zur linksseitigen Mittelems-Wasserscheide erstreckt. Diese Zuordnung läßt sich jedoch für die Westfälische Bucht nicht im vollen Umfange aufrechterhalten. Schon die Anlage des Flußnetzes weist auf eine besondere Oberflächengestalt hin. Diese ist trotz der ausgedehnten, aber nicht immer sehr mächtigen glazialen Aufschüttungen letzten Endes durch den Aufbau des präglazialen Untergrundes bedingt. Geologisch ist die Westfälische Bucht eine flache Mulde, deren Achse in Nordwest-Südost-Richtung etwa von Schöppingen nach Beckum verläuft. Die Mulde wird vornehmlich von den Ablagerungen der oberen Kreide ausgefüllt. Durch die saxonische Faltung wurden ihre Nord- und Ostränder aufgebogen und zum Teil überkippt, während zu gleicher Zeit im Westen lokale Aufwölbungen entlang ostwestlich streichender Achsen stattfanden. Sie lassen sich zu einer Zone der Randstörungen zusammenfassen, die sich über Ochtrup, Wessum, Wüllen, Stadthoorn, Weseke nach Borken auch im Gelände durch markante Bodenwellen gut verfolgen läßt. Dagegen wurde im Süden die Kreidedecke, die dem alten, weit in das Münsterland hineinragenden variskischen Rheinischen Massiv auflagert, erst seit dem Jungtertiär allmählich gehoben, ohne daß es zu einer solchen Steilstellung der Schichten kam, wie sie im Bereich der Osningschwelle zu beobachten ist. Zugleich entwickelte sich nach der Landwerdung im Eozän ein Gewässernetz, dessen westliche und nordwestliche Richtung der jeweils herrschenden Abdachung und der Lagerung der wenig widerstandsfähigen Schichten (Emschermergel) entsprach. Die abtragende Tätigkeit des fließenden Wassers legte nicht nur die älteren Schichten an der Peripherie der Mulde frei, so daß wir zum Muldeninnern hin immer jüngere Schichten antreffen, sondern sie modellierte zugleich aus den wechselnden harten und weichen Gesteinen, die mehr oder minder schief gestellt sind, ein klares Schichtenstufenland heraus. Wohl wurden die Täler während des Diluviums weitgehend zugeschüttet und aufgefüllt, auch haben Schmelzwässer neue Talungen geschaffen, aber das Bild des Schichtstufenlandes konnten sie nicht verwischen. Darin unterscheidet sich die Westfälische Bucht grundsätzlich von den benachbarten Tiefländern, die alle diluviale Aufschüttungsgebiete sind. Man kann also die Bucht, wenn man Bau und Geländeformen im Auge behält, nicht ohne weiteres zum Niederdeutschen Geestland rechnen. Sie gehört weder zu den Niederrheinischen Tiefländern ⁶⁾, noch zu der Nordwestdeutschen Sandebene ⁷⁾. Vielmehr besteht im Baustil eine auffällige Ähnlichkeit mit dem Niederdeutschen Bergland. So rechnet Penck ⁸⁾ die Westfälische Bucht auch tatsächlich noch zur deutschen Mittelgebirgsschwelle. Als „ein im Niveau des Flachlandes gelegenes Landbecken“ repräsentiert sie nach ihm „den am tiefsten gesunkenen Teil der mitteldeutschen Landschwelle“.

Dennoch darf man eines nicht außer acht lassen. Während das Niederdeutsche Bergland seine Gestalt vor allem der saxonischen Faltung verdankt, spielt diese in der Westfälischen Bucht nur eine untergeordnete Rolle. Hier zeigen die Schichten im allgemeinen eine wenig gestörte Lagerung, und damit sind im Aufbau berner-

⁵⁾ Ratzel, Deutschland, 1932, 81.

⁶⁾ Maull, Deutschland, 1933.

⁷⁾ Schrepfer, Nordwesten, 1935.

⁸⁾ Penck, Deutsches Reich, 1887, 304, 333.

kenswerte Unterschiede verbunden. Auch in Klima und Vegetation unterscheidet sich die Bucht von dem Weserbergland. Der mäßige Einfluß des Meeres macht sich in den Wärmeverhältnissen bis in den äußersten Winkel der Bucht bemerkbar, der Niederschlag mit seinem Maximum im Sommer und dem Minimum im Frühjahr ist angesichts der niedrigen Lage relativ bedeutend — er liegt im Durchschnitt über 700 mm —, die Luftfeuchtigkeit ist hoch, so daß die Westfälische Bucht, abgesehen von den relativ trockenen Landschaften im Lee des Südergebirges — Soester Börde und Paderborner Hochfläche — ganz zu der extrem atlantischen Klimaregion gerechnet werden muß. Dem entspricht auch, daß die meisten euratlantischen Florenelemente in der Bucht noch vorkommen und daß neben geringflächigen Buchenwäldern und ausgedehnten Eichen-Buchen-Mischwäldern mit der Tieflandseiche *Quercus robur* oder Stieleiche auch die im niederdeutschen Klimabereich vorherrschenden Eichen-Birkenwälder weite Landstriche einnehmen, für deren Anordnung im einzelnen wiederum die Bodenverhältnisse verantwortlich sind. So ist die Westfälische Bucht weder zum sandigen Tiefland noch zum Hügel- und Bergland zu rechnen, sie ist eine zwar kleine, aber einmalige Unterregion und zugleich ein Großraum, in dem sich Berg- und Flachlandformen in einer besonderen Art vereinigen.

Die bisherige Charakteristik erlaubt es auch, die Grenzen der Bucht eindeutiger zu bestimmen. Die Südgrenze ist mit dem Untertauchen der devonisch-karbonischen Schichten unter die Kreide-Deckschichten gegeben. Damit gehören der Haarstrang und sein westlicher Ausläufer, der Schelk, noch zur Bucht, während der Ardey zum Südergebirge gerechnet werden muß. Hier liegt die Grenze nördlich der Ruhr auf der schon genannten Linie Dortmund—Bochum—Essen, ohne daß sie topographisch immer deutlich hervortritt. Dagegen ist im Osten und Nordosten nicht der geologische Befund, sondern die orographische Gestalt für die Grenzziehung maßgebend. Hier sind im Osning, im Lipper Wald und in der Egge die Kreideschichten durch die saxonische Faltung derartig steil aufgekippt und die von ihnen gebildeten Berg Rücken bzw. Eggen so eng mit den anliegenden, triassischen Schichten zu einem einheitlichen Kammgebirge verwachsen, daß die Grenze am Gebirgsfuß anzusetzen ist mit der weiter oben angegebenen Höhenlinie. Schwierig ist die Grenzziehung im Westen und Nordwesten. Im allgemeinen nimmt man hier die Reichs- und Provinzgrenze. Sie ist aber nur eine Landschaftsgrenze niederer Ordnung. Im Südwesten und Westen setzt Lücke⁹⁾ als Grenze den Abfall der Rhein-Hauptterrasse an, der etwa von Oberhausen über Dinslaken nach Bocholt gut zu verfolgen ist. Im Grunde genommen muß aber die Hauptterrasse als Aufschüttung des Rheins zur Niederrheinischen Bucht gerechnet werden, so daß die östliche Schottergrenze, deren Verlauf etwa mit der Linie Oberhausen—Bottrop—Schermbbeck—Raesfeld—Winterswyk zusammenfällt, als Buchtgrenze anzusprechen ist. Sie fällt zudem weitgehend mit der Ostgrenze des Tertiärs zusammen. Im Nordwesten bieten sich zwei Möglichkeiten an. Einmal kann man folgen der Reihe schmaler, wenig emporragerender Kalkbodenwellen. Sie ist zugleich die Grenze der zutage tretenden Oberkreideschichten, die sich bis Rheine verfolgen läßt. Zum anderen bieten sich weiter westlich die nordsüdlich verlaufenden Höhen von Oldenzaal und Uelsen an, so daß auch die weiter nördlich gelegene Schwelle von Ochtrup in die Bucht einbegriffen wird.

Gegenüber den beiden Bergländern erscheint die Westfälische Bucht im orographischen Aufbau ungleich einfacher und einförmiger. Um so auffälliger ist es, daß sich die landeskundliche Forschung schon seit längerem um eine Gliederung in Landschaftsgebiete bemüht hat. Da auf die bisherigen Ergebnisse bei den späteren Ausführungen oft zurückgegriffen werden muß, seien sie vorweg kurz erläutert.

⁹⁾ Lücke, Münstersche Bucht, 1933.

Die bekannteste landeskundliche Gliederung der Bucht geht von der alten territorialen Einteilung aus. Sie erscheint um so bequemer und gerechtfertigter, als der markanteste Fluß, die Lippe, dabei zum größten Teil als Grenze benutzt werden kann. Sie scheidet das Münsterland nördlich der Lippe vom Hellweg-Gebiet im Süden und Paderborner Land im Südosten. Münsterland als Bezeichnung für eine landeskundliche Einheit ist mir zum ersten Male in den Akten der Katastral-Abschätzung 1822—36 begegnet. Nach einer Angabe von Rolshausen¹⁰⁾ rechnete man zum Münsterland oder zur „Münsterländischen Niederung“ alle Landschaften nördlich der Emscher und nördlich der Lippe unter Hinzunahme „eines schmalen Sandstriches auf dem linken Lippeufer. Ihre westliche Grenze“, so heißt es in dem Bericht wörtlich, „ist zugleich die der Regierungsbezirke Münster und Düsseldorf, die der Niederlande und Hannovers gegen den Regierungsbezirk Münster, östlich aber theils das Königreich Hannover gegen letzteren Regierungsbezirk und dann von diesem bis ohnfern Paderborn der westliche Fuß des Teutoburger Waldgebietes, so daß die Münsterländische Niederung den ganzen Regierungsbezirk Münster, vom Regierungsbezirk Minden den Kreis Wiedenbrück, die westliche Hälfte der Kreise Halle und Bielefeld und die nördliche der Kreise Paderborn und Büren in sich begreift, vom Regierungsbezirk Arnberg aber nur den längs der Emscher und Lippe gelegenen Sandbodenstreifen“. Mithin umschließt das Münsterland neben dem Oberstift Münster, das ihm den Namen gab, auch die zahlreichen kleinen Territorien im Westen und Osten und das Vest Recklinghausen südlich der Lippe.

Auch der Name Hellweg als Bezeichnung für das von dieser Verkehrsstraße durchzogene Gebiet geht anscheinend auf die Katastral-Abschätzung zurück. Man verstand

Tabelle 9 Gliederung der Westfälischen Bucht nach verschiedenen Autoren

Gebiet	Rolshausen 1831	Schwerz 1836	Wegner 1926	Lücke 1933	Rüeswald- Schäfer 1937
Münsterland (und Vest Reckling- hausen)	1. Klei- münsterland	Klei- münsterland	Senon- dreieck = Münstersches Plateau	Münster- ländisches Kreideplateau	Kreideplateau
	2. Halterner Sandgebiet	?			
	3. Recklingh. Höhenzug	?			
	4. Sandniede- rung im Osten	Sandebene im Osten	Münstersches Heidesand- gebiet	Emssandebene	Heidesandgebiet
	5. Sandniede- rung im Westen	?	Sandgebiet im Westen	Grenzsand- streifen im Westen	Westmünster- land
Hellweg- Gebiet	6. Hellweg 7. Haarstrang	Hellweg ?	Hellweg-Haar- strang-Zone	Lippe-Haar- strang-Zone	Hellwegebene
Paderborner Land	8. Paderborner Kalkstein- Gebiet	Paderborner Land	Paderborner Hochfläche	Paderborner Hochfläche (und Sindfeld)	Paderborner Hochfläche (nicht mehr zur Bucht gerechnet)

¹⁰⁾ Allgemeine Bemerkungen des Generalkommissars von Rolshausen über die Ergebnisse der Katastral-Abschätzungen in den westfälischen Provinzen, 1831 (Manuskript).

darunter zunächst nur den „Landstrich, der sich, nördlich von Wattenscheid, Bochum, Dortmund, Unna, Soest gelegen, bis gegen Lippstadt hinzieht“, während der Haarstrang und die Haarabdachung ausgeschlossen wurden. Doch hat sich später für alle drei Landschaften die Bezeichnung Hellweg-Gebiet durchgesetzt. Es umfaßt Teile der Grafschaft Mark, des kurkölnischen Territoriums und die Reichsstadt Dortmund.

Das Paderborner Gebiet beschränkt sich hingegen auf die heutige Paderborner Hochfläche. Letzterer Name geht auf Hoffmann¹¹⁾ zurück, während die Katastral-Abschätzung von „Paderborner Kalksteingebiet“ spricht.

Diese Dreigliederung der Westfälischen Bucht ist auch heute noch nicht aufgegeben. Sie findet sich u. a. bei dem Historiker A. von Hofmann in seiner geschichtlichen Heimatkunde Westfalenland, 1936, und bei dem Geographen O. Maull in seiner Länderkunde von Deutschland, 1936. Nur trennt letzterer noch im Südwesten auf Grund der industriellen Formen das Ruhrgebiet ab. Obgleich bei dieser groben Dreigliederung territoriale und verwaltungsmäßige Gesichtspunkte maßgebend sind, werden doch bei der Abgrenzung im einzelnen physisch-geographische Erscheinungen wie Höhenlage und Bodenbeschaffenheit berücksichtigt. Deshalb können wir bei unsern späteren Ausführungen diese Gebietseinteilung und die mit ihnen verbundenen Namen nicht übergehen.

Die von den Kastastralbeamten eingeführte grobe Gliederung genügte aber nicht ihren Ansprüchen; denn dafür ist die unterschiedliche Gestalt des Münsterlandes zu auffällig. So erwähnen sie immer wieder in ihren Berichten die drei Höhen bei Billerbeck-Coesfeld (Coesfelder Höhen = Billerbecker Höhen = Baumberge), bei Stromberg und Beckum (Stromberge = Beckumer Höhen) und bei Haltern (Hohe Mark, Haard und Borkenberge = Halterner Höhen), die das zentrale Gebiet flankieren. Zudem fiel auf, daß letzteres nicht am tiefsten liegt, sondern ein etwas erhabenes Plateau bildet, das sich von den umrahmenden Niederungen deutlich abhebt. Aber nicht diese orographische Gestalt war für eine weitere Gliederung des Münsterlandes entscheidend, sondern allein die Bodenbeschaffenheit. Schon Schwerz¹²⁾ hatte bei seinen Reisen 1816—18 die Höhenplatte zwischen den Bekumer und Billerbecker Höhen als Kleimünsterland ausgesondert, von dem er das Sandgebiet im Nordosten (Emsland) und im Nordwesten trennte. Unklar blieb bei ihm die Einordnung der Halterner Berge, über die er keine Angaben macht. Es ist nicht verwunderlich, wenn die Beamten der Katastralabschätzung zu einer ähnlichen Gliederung des Münsterlandes kamen, da bei ihnen die gleichen Gesichtspunkte, Bodenqualität und landwirtschaftliche Struktur, leitend waren. Sie teilten das Münsterland in fünf Gebiete, in das Kleimünsterland im Innern, die Sandniederungen im Osten und Westen, das Sandgebiet der Halterner Höhen und den Recklinghauser Höhenrücken, den sie dem Kleimünsterland gleichstellten. Auch am Hellweg-Gebiet schied sie die Haarabdachung von dem eigentlichen Hellweg, so daß nach bodenkundlichen Gesichtspunkten innerhalb der Westfälischen Bucht acht Gebiete unterschieden wurden.

Diese Ergebnisse sind in der landeskundlichen Forschung nicht so beachtet worden, wie sie es eigentlich verdienen. Erst in jüngster Zeit wurden sie wieder mehr berücksichtigt. Maßgebend waren in dieser Hinsicht die von Wegner¹³⁾ durchgeführten geologisch-stratigraphischen Untersuchungen und Darstellungen. Er unterscheidet in der Westfälischen Bucht fünf Gebiete: 1. das Münstersche Plateau = Senondreeck im Innern, das auch die Halterner Höhen und den Recklinghauser Höhenzug einschließt und bis an die Emscher-Lippe-Linie reicht, 2. die Hellweg-Haarstrang-Zone im

11) Zitiert nach Kohl, Der Rhein, 1851, 257. Hoffmann, Das nordwestliche Deutschland, 1830.

12) Schwerz, Landwirtschaft in Westfalen, 1836.

13) Wegner, Geologie Westfalens, 1926.

Süden, 3. die Paderborner Hochfläche im Südosten, 4. das Heidesandgebiet im Nordosten = Emssandgebiet und 5. das nordwestliche Sandgebiet, auf dessen Formenwelt er nur wenig eingeht. Dieser Gliederung folgen weitgehend Lücke¹⁴⁾, Schrepfer¹⁵⁾ und Rüsewald-Schäfer¹⁶⁾. Unter ihnen verdient die sehr kurze, aber inhaltsreiche und mit einer Karte versehene Arbeit von Lücke besondere Beachtung, da sie sich als einzige zum Ziel setzt, die Formenlandschaften herauszuarbeiten. Obgleich Lücke die Wegnersche Fünfteilung beibehält, sondert er innerhalb der einzelnen Gebiete noch kleinere Landschaften aus, ohne jedoch eine Vollständigkeit anzustreben. Seine Ergebnisse haben Rüsewald-Schäfer und Schrepfer übernommen, nur änderten sie die Namen ein wenig (Tab. 9).

II. Untergrund und Bau

(Abb. 3, 4, 23, 25)

Die Bodenplastik der Bucht hängt trotz der bedeutenden diluvialen Bedeckung eng mit dem präglazialen Relief zusammen, das sich wiederum weitgehend an den inneren Bau anlehnt. Die Kenntnis der Verteilung, Lagerung und faziellen Ausbildung der Schichten ist deshalb für das Verständnis der Oberflächengestalt unerlässlich.

Wie schon bei der allgemeinen Übersicht betont, stellt die Westfälische Bucht eine Mulde dar, die mit Schichten der Oberen Kreide ausgefüllt ist. Die heutige Grenze läßt sich im Süden von Speldorf über Mülheim nach Essen verfolgen, berührt bei Steele die Ruhr und setzt sich dann südlich von Bochum über Langendreer, Hörde, Aplerbeck, Billmerich nach Bausenhagen, südöstlich von Unna, fort. Dann zieht sie weiter entlang der Möhne bis Meerhof in fast östlicher Richtung. Hier biegt die Grenze nach Norden um und verläuft an Lichtenau vorbei über Altenbeken bis westlich Horn. Dann streicht sie, dem Zuge des Teutoburger Waldes folgend, nach Nordwesten bis Rheine. Die westliche Grenze verläuft, verdeckt durch jüngere Schichten, von Rheine über Ochtrup nach Ahaus und Borken und zieht dann weiter nach Wesel und Dinslaken an den Rhein. Von Borken ab ist sie unter dem Tertiär verborgen.

Nach der üblichen Einteilung umfaßt die Oberkreide vier Folgen: Cenoman, Turon, Emscher und Senon. In ihrer oberflächlichen Anordnung kommt der Muldenbau der Westfälischen Bucht klar zum Ausdruck. Als schmales Band umziehen die Cenoman-Schichten den Außenrand der Mulde, sich etwas verbreiternd im Nordwesten und Südosten. Auf sie folgen die Turon-Schichten, die im Nordosten und Westen ebenfalls nur einen schmalen Saum bilden, dagegen im Süden, am Haarstrang und in der Paderborner Hochfläche, an Ausdehnung gewinnen. Hier verläuft ihre Nordgrenze von Bochum über Dortmund, Soest, Geseke, Salzkotten nach Paderborn, parallel der alten Verkehrsstraße des Hellweges. Ab Paderborn verschmälert sich der Turonstreifen nach Norden hin sehr rasch. Ähnlich unterschiedlich ist auch die oberflächliche Entwicklung des Emschers. Im Nordwesten tritt diese Stufe, wenn auch breiter als die vorhergehenden, doch noch in verhältnismäßig schmalen Streifen zutage. Im Süden nimmt der Emscher weitgehend die unterhalb der Hellwegstraße gelegene Abdachung ein. Seine Nordgrenze verläuft von Bottrop über Recklinghausen nach Lünen an die Lippe und von hier in fast östlicher Richtung nach Herzfeld, wo sie die Lippe quert, um in einem weiten Bogen nach Norden und Nordwesten umzubiegen. Hier, im Bereich der Emsebene, erreichen die Emscher-Schichten zwischen den Beckumer Höhen im Westen und dem Lippischen Wald im Osten ihre größte Ausdehnung. Nach Nordwesten verschmälern sie sich immer mehr. Die Grenze läuft

14) Lücke, Münstersche Bucht, 1933.

15) Schrepfer, Der Nordwesten, 1935.

16) Rüsewald-Schäfer, Landeskunde Westfalens, 1937.

nach Angaben von Kukuk¹⁷⁾ etwa über Wiedenbrück, Harsewinkel und Ladbergen nach Rheine¹⁸⁾. Den größten Teil der Bucht bedecken die Ablagerungen des Senons. Seine Grenzen sind etwa durch die Orte Lippstadt, Lünen, Bottrop, Raesfeld, Borken, Ahaus, Burgsteinfurt, Saerbeck, Wiedenbrück und Lippstadt bestimmt. Sie umschließen das sogenannte Senondreieck, das Münstersche Kreide-Plateau Wegners¹⁹⁾, das auch orographisch deutlich hervortritt, da es von den Halterner, Billerbecker und Beckumer Höhen wie von drei Eckpfosten flankiert wird.

Bei der Gliederung der Oberkreide in die vier Stufen ist aber zu beachten, daß das ungleich mächtigere Senon, wie Wegner²⁰⁾ ausdrücklich betont, mehrere Stufen umfaßt. Er unterscheidet deshalb innerhalb des Senons nach Belemnitenarten die Granulatenstufe, die Quadratenstufe und die Mukronatenstufe. Mit der von Kukuk²¹⁾ gegebenen Gliederung läuft diese Aufteilung insofern konform, als sein oberes Senon sich mit den Mukronaten deckt, während die beiden unteren Stufen von ihm als Untersenen zusammengefaßt werden. Für unsere Betrachtung ist, wie wir noch sehen werden, die von Wegner gegebene Unterscheidung in hohem Maße bedeutsam, da sie uns den orographischen Bau des inneren Münsterlandes besser verstehen läßt. Aus diesem Grunde habe ich auch die Grenze Granulaten—Quadraten auf Grund der Abb. 463 bei Kukuk in Abb. 3 eingetragen. Das Obersenon mit den Mukronatenschichten beschränkt sich auf ein ellipsenförmiges Gebiet, das sich von Nordwesten nach Südosten erstreckt und die Baumberge und Beckumer Höhen umfaßt. Es ist das eigentliche Kernmünsterland, das uns bei den späteren Betrachtungen stets als besondere naturräumliche Einheit entgetreten wird. — Sehr schmal ist das umrahmende Band der Quadraten-schichten, das nur im Südwesten zwischen Dülmen und Buldern, im Nordosten zwischen Warendorf und Sassenberg und im Norden zwischen Schöppingen und Ochtrup etwas an Breite gewinnt. Weit bedeutender sind die untersenonen Granulaten-schichten. Sie bauen einmal im Nordosten einen großen Teil der prädiluvialen Emsenebene auf, zum andern füllen sie das Dreieck im Südwesten zwischen der Tertiärgrenze im Westen, der Emschergrenze im Süden und der Quadratengrenze im Nordosten: die Halterner Höhen und ihre südwestlichen und nordöstlichen Vorländer.

Somit wäre das Senondreieck bei Beachtung der feineren stratigraphischen Unterschiede in zwei Gebiete aufzugliedern, in das aus Mukronaten und Quadraten (zum Teil) aufgebaute Zentralgebiet des Kernmünsterlandes und das Granulatengebiet des Südwest-Münsterlandes. Trennen wir zudem noch von der Haarstrang-Hellweg-Zone das Paderborner Gebiet wegen seiner vorherrschenden Turon- und Cenoman-schichten ab, so lassen sich nach der Stratigraphie und unter Berücksichtigung der allgemeinen Höhenverhältnisse 6 stratigraphische Gebiete aussondern, die vorerst nach ihrer Lage bezeichnet werden sollen:

1. das zentrale Gebiet mit Mukronaten- und Quadraten-schichten = Kernmünsterland,
2. der Südwesten mit Granulaten-schichten = Südwestmünsterland,
3. der Süden mit Emscher und Turon; Cenoman tritt zurück = Haarstrang-Hellweg-zone Wegners = Hellweg-Gebiet,
4. der Südosten mit Cenoman und Turon = Paderborner Hochfläche,
5. der Nordosten mit Emscher und Granulaten-schichten = Ostmünsterland,
6. der Nordwesten mit schmalen Bändern aus Cenoman und Turon und ungleich stärkeren Emscher- und Granulaten-säumen = Nordwestmünsterland.

17) Wegner, Geologie Westfalens, 1926. Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengbiet, 1938, 412 ff.

18) Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengbiet, 1938. Schneider, Baumberge, 1940, ordnet hingegen manche untersenone Schichten dem Emscher zu.

19) Wegner, Münstersche Ebene, 1925

20) Wegner, Geologie Westfalens, 1926.

21) Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengbiet, 1938, 412, 415.

Für die Geländeformung ist neben der Verteilung der Schichten ebenso wichtig ihre Lagerung, die eng mit dem tektonischen Gefüge zusammenhängt. Entsprechend dem Muldenbau fallen die Schichten durchweg zum Innern der Bucht ein. Die Achse der Großmulde verläuft etwa von Beckum nach Darfeld weitgehend parallel der Osninghebungsachse (Abb. 4). Trotz dieser an und für sich sehr einförmigen Lagerung sind doch einige wesentliche Abwandlungen zu bemerken.

Im Südosten, auf der Paderborner Hochfläche, fallen die Kreideschichten durchweg mit $6-8^\circ$ nach Westen bzw. Nordwesten ein, im Osningabschnitt sind sie steilgestellt, zum Teil überkippt, bis sie sich im Iburger und Tecklenburger Abschnitt allmählich verflachen. Diese Lagerung der oberen Kreideschichten ist es, die uns berechtigt, die Paderborner Hochfläche trotz ihrer Höhenlage zur Westfälischen Bucht zu rechnen, während der Osning mit seinen steilgestellten Schichten schon zur Schwelle des Weserberglandes gehört.

Im Süden, im Haarstrang-Hellweggebiet, fallen die Schichten im allgemeinen sehr gleichmäßig nach Norden ein. Abgesehen von einigen örtlichen Unterschieden nimmt der Grad des Einfallens von Osten nach Westen hin ab. Bei Lichtenau maß Schulte²²⁾ $9-10^\circ$, bei Atteln und Helmern 7° , bei Büren $3-5^\circ$. Weiter ist das Einfallen nur schwer festzustellen, es schwankt zwischen $1-3^\circ$ Nord. Ab und zu schalten sich kleine Einsattelungen ein. So stellte Schulte in Geseke ein Einfallen des Turons mit $10-12^\circ$ Nord fest; südlich Geseke, im Ort Steinhausen, ergab die Messung $1-2^\circ$ Süd, und auf der Höhe zwischen Steinhausen und Büren waren es wieder 4° Nordnordwest.

Mannigfaltiger ist die Lagerung der Schichten am Westrand. Wohl fallen hier die Kreideschichten infolge der Westschwelle im allgemeinen flach nach Osten ein, doch fehlt es nicht an speziellen Aufsattelungen und Einmuldungen. Schon im Nordwesten ist wahrscheinlich nicht mehr die Osningachse für die Lagerung der Schichten in der Westfälischen Bucht maßgebend. Bärtling und Bentz²³⁾ sehen nämlich im Gegensatz zu Wegner und Leising²⁴⁾ im Salzbergener und Schüttorfer Sattel die eigentliche Fortsetzung der Osningachse. Die gleiche Ansicht vertritt auch Kukuk²⁵⁾; doch verbindet er nur den Salzbergener Sattel direkt mit der Osningachse, während er den Schüttorfer Sattel durch eine nordsüdlich verlaufende Verwerfung gegen die Salzbergener Aufsattelung absetzt. Südlich dieser Hebungsachse, die schon in das Westfälische Tiefland hineinreicht und in die untere Kreide streicht, liegen kleinere Aufsattelungen bei Rheine und Ochtrup. Der Rheiner Sattel ist nur lokal ausgebildet, er bedingt u. a. ein Ausbuchten der Cenomanschichten nach Osten. Nach Westen schließt sich an ihn die mit Unterkreide ausgefüllte Brechte-Mulde an, die also im Westfälischen Tiefland liegt. Der Ochtruper Sattel ist weit bedeutender. Er läßt sich von Am Berge nördlich Epe über Ochtrup, wo Buntsandstein im Kern zutage tritt, bis Wettringen nachweisen. Der weitere Verlauf ist hypothetisch. Die Ochtruper Aufsattelung stellt ein hochgepreßtes Gebilde mit überschobenem Südflügel dar und ähnelt nach Leising²⁶⁾ im Aufbau dem Osningsattel. Nach Ansicht von Bentz²⁷⁾ soll der Ochtruper Sattel mit dem Rothenberger Sattel bei Dissen und der Berlebecker Achse identisch sein.

Von Ochtrup—Epe bis Bottrop im Süden schließen sich an die Ochtruper Aufsattelung eine Reihe von Spezialmulden und -sätteln an, die besonders für das

22) Schulte, Almegebiet, 1937, 38.

23) Bärtling, Westfälisch-holländisches Grenzgebiet, 1924. Bentz, Preußisch-holländisches Grenzgebiet, 1926, und Mesozoikum des westf.-holländ. Grenzgebietes, 1927.

24) Wegner, Geologie Westfalens, 1926. Leising, Ochtrup, 1914.

25) Kukuk, Niederrheinisch-westfälisches Steinkohlenggebiet, 1938.

26) Leising, Ochtrup, 1914.

27) Preußisch-holländisches Grenzgebiet, 1926; Mesozoikum des westf.-holländ. Grenzgebietes, 1927.

Kleinrelief der westlichen Randlandschaften große Bedeutung haben²⁸⁾. Auffällig ist zunächst eine rheinisch streichende Störung, die sogen. preußisch-holländische Grenzstörung²⁹⁾, die wahrscheinlich als Überschiebung anzusprechen ist. Sie scheidet einen westlichen, stark herausgehobenen Teil (Winterswijker Schwelle) von einem weniger stark bewegten, östlichen Teil, dem saxonisch gefalteten Kreidegebiet. Östlich dieser Störung fallen die Kreideschichten mit 10—15° zum Innern der Westfälischen Bucht ein.

Quer zu dieser Grenzstörung verlaufen Aufsattelungen und Einmuldungen. Nach der Art ihrer Streichrichtung und nach ihren Beziehungen zu älteren tektonischen Vorgängen lassen sich zwei Gruppen herausstellen. Im Süden, von Bottrop bis Raesfeld, überwiegt ein mehr südöstlich gerichtetes Streichen der Achsen mit allmählicher Drehung nach Ostsudost. Breddin³⁰⁾ unterscheidet von Süden nach Norden folgende sehr flache Sättel und Mulden: Bottroper Kreidemulde, Kirchhellener Kreidesattel (Gladbecker Sattel nach Löscher), Dorstener Kreidemulde, Marler Kreidesattel (Freudenberger Sattel nach Löscher), Wulfener Kreidemulde (Raesfeld-Erlor Mulde Löschers) und Raesfelder Kreidehorst. Diese Störungen sind wie alle andern in der laramischen Phase entstanden. Dabei lehnten sie sich an die schon bestehende Lagerung der Perm-Triassschichten an. In ihnen waren vermutlich an der Wende Jura-Kreide (kimmerische Phase Stilles) durch Zerrung Horste und Gräben entstanden. In der folgenden laramischen Phase trat nach Breddin eine Umkehr der Bewegungsvorgänge ein, statt Zerrung Pressung, und damit auch eine Umbildung der tektonischen Elemente. An Stelle der Perm-Triasgräben entwickelten sich Kreidesättel und an Stelle der Perm-Triashorste Kreidemulden. Die Streichrichtung blieb aber die gleiche. Erst weiter nach Norden setzt sich eine mehr ostwestliche Richtung durch, und hier, im Abschnitt Borken—Epe, werden die Störungen auch für das Oberflächenbild maßgebend. Auf den Raesfelder Kreidehorst folgt zunächst eine Mulde, die bisher nicht genannt wurde. Ihre Achse scheint nach der geologischen Spezialaufnahme von Borken aus nach Osten zu verlaufen, da die Schichten nördlich der sog. Berge nach Süden und südlich dieser Höhen nach Norden einfallen. Sie sei als Borkener Kreidemulde bezeichnet. Dann folgt eine Reihe bekannter Mulden und Sättel. Unter ihnen bildet der Weseker Sattel eine schwache Aufwölbung. In seinem westlichen Teil tritt Jura zutage, der hier keilartig bis nach Weseke vordringt und durch eine Verwerfung abgeschnitten wird. Die Ödinger Mulde schließt unmittelbar an. Emscher und Turon füllen sie oberflächlich aus. Sie verläuft anfänglich von Osten nach Westen, biegt dann nach Nordwesten um und setzt an einer Verwerfung bzw. Überschiebung ab. Der Winterswijker Sattel wurde vornehmlich durch die Bohrungen der holländischen Geologen bekannt. In seinem Kern tritt Buntsandstein hervor, nach Norden schließt sich Jura an, während im Süden die Aufwölbung durch die eben erwähnte Überschiebung begrenzt wird. Die Vredener Mulde, deren Achse von Medeho in Ostholland bis nach Coesfeld festgestellt werden konnte, ist breit entwickelt. Der Ottensteiner Sattel beginnt an der „preußisch-holländischen“ Grenzstörung; ihm schließt sich die Graeser Mulde an, die von oberer und unterer Kreide ausgefüllt ist. Eine besondere Stellung nimmt das westlich gelegene Gebiet zwischen Bourse, Alstätte und Lünten ein. Hier tauchen ältere Schichten, insbesondere Muschelkalk (Wellenkalk) auf. Sie bilden den Lüntener Sattel, der von Westsüdwest nach Nordostnord verläuft und stark gestört ist, und den Haarmühlen-Sattel, der wiederum von Westen nach Osten streicht. An die Graeser Mulde schließt sich im Norden der schon erwähnte Ochtrupener Sattel an.

28) Durch die planmäßigen Aufschlußarbeiten der Fürstl. Salm-Salmschen Generalverwaltung und durch die Spezialkartierung der Preuß. Geol. Landesanstalt sind die Verhältnisse im westlichen Münsterland weitgehend geklärt worden. Eine Zusammenstellung aller Ergebnisse verdanken wir Kukuk, Niederrheinisch-westfälisches Steinkohlengebiet, 1938.

29) Bentz, Mesozoikum im preuß.-holl. Grenzgebiet, 1927.

30) Breddin, Bruchfaltentektonik, 1929; siehe auch Löscher, Untere Lippe, 1922.

Die Bedeutung dieser Spezialfaltung für unsere Betrachtung besteht darin, daß entlang den Mulden jüngere Schichten weiter nach Westen vorstoßen und infolge der Aufsattelungen ältere Ablagerungen, vor allem Cenoman und Turon, zutage treten. Sie bilden damit nicht nur eine geologisch sichtbare Grenze der Bucht, sondern erscheinen, da sie durchweg härter sind als die auflagernden jüngeren Kreideschichten, auch orographisch als Schichtrippen, die maßgeblich das Landschaftsgefüge beeinflussen. Das gilt in erster Linie für den nordwestlichen Abschnitt zwischen Borken und Rheine.

Über die speziellen Störungen der Kreidedecke im Innern der Bucht bestehen bisher wenig Untersuchungen. Für die Billerbecker Höhen hat Schneider³¹⁾ einige Spezialsättel und Mulden feststellen können, die bei der morphologischen Betrachtung gewisse Anhaltspunkte vermitteln und die eigenartige Gestalt der Billerbecker Höhen im Gegensatz zu den Beckumer Bergen verständlich machen können. Von Osten nach Westen sind folgende tektonische Einheiten zu trennen: 1. der Burgsteinfurter Sattel, der in nordwestlicher Richtung von Borghorst nach Sellen zieht und scheinbar mit dem Ochtruper Sattel zusammenhängt; 2. die Altenberger Mulde, deren Achse die gleiche Richtung innehält, in Nienberge beginnt und über Altenberge nach Leer streicht; 3. der Horstmarer Sattel, der in Hohenholte ansetzt und über Laer nach dem Schöppinger Berg zieht und 4. die Bomberger Mulde, die zugleich die zentrale Achse der Großmulde darstellt, die von Beckum nach Darfeld streicht. Erst in den südlichen Daruper Höhen ändert sich die Streichrichtung, indem die Achsen wie im nordwestlichen Münsterland mehr von Westen nach Osten ziehen. So verläuft der Coesfelder Sattel von Coesfeld nach Darup. An ihn schließt sich nach Süden die Roruper Mulde, die wohl als Fortsetzung der Vredener Mulde zu deuten ist.

Dagegen stellen die Beckumer Höhen in geologisch-morphologischer Hinsicht weit mehr als die Billerbecker Höhen ein verkleinertes Abbild der südöstlichen Bucht dar. So wie in der Paderborner Hochfläche das nördliche Einfallen der Schichten ganz allmählich in ein westliches übergeht, so biegt auch bei den Beckumer Höhen das nördliche Einfallen in der Gegend von Stromberg-Oelde ganz allmählich in ein westliches und zuletzt sogar in ein westsüdwestliches um. Dem entspricht der V-förmige Verlauf der begleitenden Schichtstufenhänge, die nach Süden, Osten und Nordosten steil abfallen und damit ganz und gar die südöstliche Umrandung der Bucht widerspiegeln. Dennoch konnte Giers³²⁾ einige bemerkenswerte Störungen feststellen. So werden die eigentlichen Beckumer Höhen im Süden durch ein System Nordost und Nordwest gerichteter Verwerfungen von den Ennigerloher Platten im Norden getrennt. Bei letzteren ändert sich zudem noch das Einfallen der Schichten in der Art, daß sie im Westen zwischen Neubeckum und Bütting nach Osten einfallen. Ob hier eine nordsüdlich verlaufende Verwerfung oder eine Einmuldung vorliegt, konnte bisher nicht entschieden werden. Damit ist auch im Westen der Ennigerloher Platten die Ausbildung von Schichtrippen bzw. Schichtstufen möglich, so daß diese Platten auf drei Seiten durch Geländestufen abzugrenzen sind (Abb. 25a, b).

Im Halterner Gebiet sind solche Störungen bisher nicht gefunden worden. Doch lassen einige Beobachtungen, die ich in einer großen Grube bei Flaesheim machen konnte, darauf schließen, daß auch hier Störungen vorliegen.

Trotz der allgemein ruhigen Lagerung der Kreide auf dem nach Norden allmählich abdachenden Sockel des Rheinischen Massivs sind also in der Westfälischen Kreidemulde infolge ihrer Einspannung in die umrahmenden Schwellen des Weserberglandes, der Westschwelle und des Südergebirges zwei Störungsrichtungen zu bemerken: eine Südost-Nordwest-Richtung, die im Nordosten und im Innern dem

31) Schneider, Baumberge, 1940.

32) Giers. Mukronatenkreide, 1934.

Verlauf der Osningachse entspricht und im Südwesten durch die Bruchfaltentektonik bedingt wird, und eine ostwestliche Richtung, die sich im Bereich der Westschwelle auswirkt.

Von besonderer Bedeutung für die Beurteilung der Formenwelt sind die **G e s t e i n e** der Schichten. Die obere Kreide besteht durchweg aus Ton und Kalk, die entweder einzeln in mächtigen Bänken oder in steter Wechsellagerung, in sog. Plänerfacies, auftreten. Im Ruhrbezirk ist daher der Begriff Mergel die Bezeichnung für alle Ablagerungen der oberen Kreide. Doch trifft er nicht ganz zu, da sich in den Schichten neben den Mergeln auch Quarzsande bzw. glaukonitreiche Grünsandsteine und mehr oder weniger reine Kalksteine (mit 80—92 % CaCO_3) finden. Diesen, für die morphologische Wertigkeit der Schichten bedeutungsvollen Wechsel hat zuerst Wegner³³⁾ im Gebiet von Recklinghausen, Olfen, Selm, Haltern, Dorsten und Dülmen beim Studium der Granulatenkreide erkannt; später haben Krusch³⁴⁾ und, auf ihn aufbauend, Bärtling³⁵⁾ weitere Beiträge zur Erkenntnis der faziellen Unterschiede für die gesamte Westfälische Bucht geliefert. Im allgemeinen werden nach ihnen die Schichten nach Südwesten immer grobkörniger, glaukonitreicher und kalkärmer, bis schließlich bei Oberhausen, Meiderich, Sterkrade, Osterfeld und Holten fast die gesamte Schichtenfolge der oberen Kreide in der Facies des Grünsandes entwickelt ist. Im großen gesehen geht im Südwesten der Bucht die kalkig-tonige Facies der oberen Kreide des Teutoburger Waldes allmählich in die vorwiegend sandig-tonige Facies der Gegend von Aachen über. Das bedeutet zugleich infolge des Zurücktretens der durchlässigen und damit widerstandsfähigen Ablagerungen des Kalk- und Kalksandsteines ein Nachlassen der morphologischen Wertigkeit und damit ein Verschwinden der durch das Gestein bedingten Schicht- und Geländestufen. Diese allgemeingültige Änderung der Gesteine hängt ursächlich mit der Lage der ehemaligen Küste zusammen, so daß man bei allen Stufen eine küstennahe und eine küstenferne Facies unterscheiden kann (Abb. 23).

Schon beim **Cenoman** sind diese Erscheinungen deutlich zu beobachten. Entsprechend dem vermuteten Küstenverlauf von Nordwesten nach Südosten ist im Emscherflußgebiet bis Unna das Cenoman vornehmlich als Grünsand entwickelt, in dem ab und zu einige Klippenbildungen vorkommen. Der Grünsand, der meistens einem 0—5 m mächtigen Basalkonglomerat auflagert, besteht aus dunkelgrünen bis graublauen, stark glaukonitischen Mergeln und Kalken, die unteren Bänke sind häufig locker, die oberen fester. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0—25 m, ist aber im Ausgehenden durchweg sehr gering. Dagegen ist im Südosten, auf der Paderborner Hochfläche, das gesamte Cenoman kalkig-mergelig. Nach Stille³⁶⁾ kann man petrographisch drei Abteilungen unterscheiden: Mergel, Pläner und Kalke. Der Cenomanmergel besteht aus weichen, grauen, gelblichen Mergeln, in denen Lagen fester Kalkknollen eingeschlossen sind. Letztere sind fest und leiten meistens zu dem folgenden Cenomanpläner über. Dieser setzt sich aus festen, bläulichen, dickbankigen, tonigen Kalken zusammen, ist widerstandsfähig, besonders in den oberen Lagen, die reich an Kalksteinen sind. Am widerstandsfähigsten ist der Cenomankalk, der aus mächtigen, weißen bis bläulichen Kalksteinen mit 88—97 % CaCO_3 besteht. Die gleiche petrographische Beschaffenheit besitzt das Cenoman im ganzen Osning und im nordwestlichen Münsterland. Nur schaltet sich hier zwischen Stadtlohn und Ottenstein eine schreibkreideähnliche Bildung ein, die zwar als küstenferne Seichtwasserfacies gedeutet wird, aber doch schon auf die beginnende Bildung der Westschwelle hindeutet³⁷⁾. Zwischen diesen extremen Ausbildungen liegen zahlreiche Übergänge. So

33) Wegner, Granulatenkreide, 1905.

34) Krusch, Südrand des Beckens von Münster, 1908.

35) Bärtling, Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung, 1920.

36) Stille, Erl. Blatt Altenbeken, 1904, Lichtenau, 1904, und Schulte, Almegebiet, 1937.

37) Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengebiet, 1938, 416.

ist zwischen Billmerich, südlich von Unna, und Drüggelte an der Möhnetalsperre unteres und mittleres Cenoman als Grünsand, oberes Cenoman als Kalkfacies ausgebildet. Daran schließt sich bis nach Fürstenberg ein Streifen an, in dem nur im unteren Cenoman noch Grünsande, in der mittleren und oberen Stufe dagegen kalkig-mergelige Schichten vorkommen. Das gleiche gilt auch für den Abschnitt Borken—Stadtlohn. So werden also die Schichten vom Bochumer Gebiet aus nach Osten und Norden immer widerstandsfähiger. Auch ihre Mächtigkeit nimmt in dieser Richtung zu: am geringsten ist sie mit 5 m im Südwesten, sie steigt dann auf 10 m bei Billmerich, auf 50 m bei Fürstenberg und bis auf 100 m bei Paderborn.

Beim Turon liegen die Verhältnisse ähnlich, nur wurde die Küste etwas weiter nach Süden verschoben und das Becken vertieft, doch änderte das grundsätzlich wenig an der Art der Ablagerung. Wegner³⁸⁾ gliedert das Turon in vier Abteilungen: 1. Labiatusergell (Mytilidesschichten), 2. Lamarckipläner (Brongniarti-Schichten), 3. Scaphitenzone und 4. Schloenbachi-Schichten (Cuvieri-Schichten). Im Südwesten entwickelte sich eine sandige Facies (Bochumer Grünsand). Wahrscheinlich wurden die Labiatusergelle hier auch abgelagert, jedoch hat man sie entweder infolge ihrer Grünsandfacies zum liegenden Essener oder zum hangenden Bochumer Grünsand gerechnet, oder sie wurden weitgehend — was sehr wahrscheinlich ist — abgetragen. Im Südosten, auf der Paderborner Hochfläche, und im Nordwesten, zwischen Stadtlohn und Burgsteinfurt, lagerten sich kalkig-mergelige Schichten ab. Das gleiche gilt auch für den Osning trotz gelegentlicher Einschaltung von Grünsanden in den oberen Scaphitenschichten. In den Zwischengebieten besteht ebenfalls an Haarstrang und seiner Abdachung eine kalkig-mergelige Facies, nur spielen die weichen Mergelschichten hier eine größere Rolle, besonders der Labiatusergell, an den sich die hellen Mergelkalke der höheren Lamarckischichten anschließen. Zwischen beide schieben sich an der Abdachung des Hellweges die Soester Grünsande, die wie die Bochumer Grünsande zur Zeit einer Regression entstanden. Im Westen liegen in der Gegend von Borken Sand- und Quarzgerölle an der Basis der Lamarckischichten und bei Stadtlohn-Ahaus die schreibkreideähnlichen Galeritenschichten.

Der Emscher zeigt eine sehr ruhige und gleichmäßige Form der Ablagerung und Ausbildung. Wahrscheinlich vertiefte sich der Ablagerungsraum noch mehr, die Küste verschob sich südlich der Turonlinie, wobei ihr Nordwest-Südoststreichen beibehalten wurde. Weiche, leicht ausräumbare Mergel herrschen vor, doch gesellen sich zu ihnen im Südwesten sandige Ablagerungen, besonders in den mittleren und oberen Abteilungen. Das macht sich schon westlich von Hamm und Soest bemerkbar. Nach Südwesten zu tritt diese Erscheinung ab Gelsenkirchen-Dorsten noch stärker hervor, hier sind auch glaukonitische Lagen häufiger. Bei Altenessen fehlen auch Grünsande nicht. Am Nordweststrand zwischen Raesfeld und Burgsteinfurt sind neben grauen oder hellen, sandigen, glaukonitischen Mergeln auch sandige Kalke und Kalksandsteine zur Ablagerung gekommen. Im Gegensatz zu den Turon- und Cenoman-Ablagerungen nimmt also beim Emscher die Widerstandsfähigkeit der Schichten von Südwesten nach Norden und Osten ab. Anders ausgedrückt: der Emscher bedingt im Südwesten ein unruhiges Relief und ist auch am Aufbau der Vollformen beteiligt, im Nordosten und Südosten sowie zum Teil im Nordwesten veranlaßt er Hohlformen und Senken.

Zur Senonzeit änderten sich die Verhältnisse grundsätzlich. Die küstennahe Sedimentation häuft sich, so daß man auf starke Landhebung schließen kann. Die Westschwelle ist landfest geworden. Die Küste verschiebt sich nach Norden auf die Linie der heutigen Ruhr. Zudem verläuft sie in westöstlicher Richtung und im Westen sogar von Südwesten nach Nordosten. Die veränderten Bedingungen ver-

³⁸⁾ Wegner, Geologie Westfalens, 1926, 455.

ursachen vor allem eine Zunahme der sandigen Ablagerungen, was sich besonders im Untersenon nachweisen läßt. So herrschen im Südwesten bis zur Linie Ahaus—Coesfeld—Dülmen—Lünen Sande und Sandmergel. Bis Bottrop, im äußersten Südwesten, handelt es sich dabei um grünsandige Gerölle mit Phosphoriten und Quarzen. Daran schließt sich der Recklinghauser Sandmergel, dem die Halterner Sande folgen, die wiederum von den Dülmener Sandkalken abgelöst werden. Nördlich der Linie Coesfeld—Dülmen finden sich küstenferne graue Mergel. Erst bei Burgsteinfurt erscheinen wieder am Buchenberg und auf dem Seller und Weiner Esch sandige Kalkmergel, die mit bis zu 15 cm mächtigen Tonlagen wechseln (Kalkgehalt 50—60 %, Quarzsande 22—26 %). Es handelt sich hier nach den Angaben von Wegner³⁹⁾ um eine Ablagerung einer küstennahen Flachsee. Stratigraphisch ordnet Wegner sie ins Untersenon, Schneider⁴⁰⁾ stellt sie ins obere Emscher. Faciell ähneln die Burgsteinfurter sandigen Kalkmergel den Dülmener Kalksanden.

Das Obersenon, das sich heute auf das Innere der Bucht beschränkt, setzt sich aus Kalken, Mergeln und Sandsteinen zusammen. In den Beckumer Höhen unterscheidet Giers⁴¹⁾ drei Schichten: Stromberger, Beckumer und Vorhelmer Schichten. Alle drei enthalten Kalkmergelbänke und Mergelkalksteine. Erstere haben einen CaCO₃-Gehalt von 30—60 %, verwittern sehr schnell und zerfallen in hellgraue bis gelblich weiße schiefrige Schuppen (Mergelsteine). In den Mergelkalksteinbänken ist der Anteil des Karbonates 70—80 %. Typisch für die Vorhelmer und Stromberger Schichten sind sehr dünne, glaukonithaltige Kalksandsteinbänke, die den Beckumer Schichten fehlen. Die Stromberger Schichten bestehen in der oberen Hälfte zum größten Teil aus weichen, grauen Mergeln. In der Mitte tritt als Stufenhangbildner eine 30—50 cm mächtige Konglomeratschicht auf. Nach unten folgen graue Mergel mit vereinzelt, wenig mächtigen Mergelkalk- und glaukonitischen Kalksandbänken. In den unteren Schichten befindet sich eine 3—4 m mächtige konglomeratische Ablagerung, die sog. Bartsteinzone, die als Stufenbildner hervortritt. Insgesamt sind die Stromberger Schichten 35 m mächtig. Die Beckumer Schichten zeichnen sich durch eine regelmäßige Folge von Mergelkalksteinen aus, die insgesamt 15—20 m mächtig und sehr widerstandsfähig sind. Die Vorhelmer Schichten ähneln den Strombergern. Neben glaukonithaltigen Kalksandsteinbänken herrschen graue Mergel vor, die eine stärkere Ausräumung möglich machen.

In den Billerbecker Höhen lassen sich ebenfalls verschiedene Horizonte aussondern. Die geologische Landesaufnahme⁴²⁾ unterscheidet vier Stufen: den unteren und oberen Mergel, den Billerbecker Grünsand und den Baumberger Sandstein. Auf die Burgsteinfurter Kalksandsteine, die wir den Dülmener Sandkalken gleichstellen, folgen Tonmergel (unterer weicher Mergel) und toniger Kalkmergel (oberer Mergel?)⁴³⁾. Diese Facies bilden mit ihren weichen Schichten den Sockel der eigentlichen Baumberge, abgesehen von dem mit Kalksteinen stärker durchsetzten Altenberger Höhenzug. An sie schließen sich schwach glaukonitische Kalke und sandige Mergel. Der Sandgehalt beträgt 47 %, Kalk ist mit 33 % beteiligt. Diese festeren Sandmergel schützen die unterlagernden weicheren Schichten vor Erosion und bewirken das Heraustreten einzelner Bergkuppen. Den Abschluß bildet der Baumberger Sandstein, der sich aus gelblich-grauen Kalkmergeln, gelblich-weißen Kalksandsteinen sowie lockeren Mergeln und mergeligen Kalksteinen aufbaut. Sie sind Flachseeablagerungen, außergewöhnlich widerstandsfähig und bilden die höchsten Erhebungen, die Bomberge. Mit den Beckumer Schichten ist eine Parallelisierung noch nicht

³⁹⁾ Wegner, Untersenon, 1910.

⁴⁰⁾ Schneider, Baumberge, 1940.

⁴¹⁾ Giers, Mukronatenkreide, 1934.

⁴²⁾ Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt Cleve-Wesel, Geol. L. A.

⁴³⁾ Schneider, Baumberge 1940, stellt diese Schichten ins Untersenon, wobei er die Tonmergel dem unteren Untersenon, die tonigen Kalkmergel dem oberen Untersenon, der Quadratenstufe, zuteilt.

ganz möglich. Nach Schneider sind die Stromberger Schichten etwa den unteren Mergelschichten gleichzusetzen, die Beckumer und Vorhelmer entsprechen den Sandmergeln, während die oberen Mukronatenschichten in den Beckumer Höhen fehlen. Die zwischen den beiden Höhen heute zutage tretenden Schichten sind durchweg mergelig ausgebildet.

Überblickt man abschließend die Verteilung der Schichten nach ihrem morphologischen Wert, so springt bei einem Vergleich mit einer Höhengschichtenkarte ohne weiteres die Beziehung zwischen Relief und Gesteinsbeschaffenheit heraus. Die durch die Lage der Küstenlinie während der Ablagerungszeit bedingte facielle Ausbildung und Verteilung der Schichten ist somit trotz der tertiären und diluvialen Umwandlungen die Grundlage für die räumliche Anordnung der Voll- und Hohlformen innerhalb der Westfälischen Bucht.

III. Relief und Geländeformen

Die Oberflächengestalt der Westfälischen Bucht wird durch zwei Formengruppen beherrscht, die sich zum Teil decken, zum Teil überschneiden und ursächlich in keinem Zusammenhange stehen. Muldenbau, Verteilung und facielle Ausbildung der Kreideschichten bestimmen den Charakter der Bucht als Schichtstufenland. Ihre Eigenart besteht darin, daß die Geländestufen im allgemeinen den zentralen Kern ellipsenförmig umlaufen und damit eine Gliederung von innen nach außen bedingen (Abb. 5). Diese orographische Differenzierung wird noch durch die Einschaltung von langgestreckten, den Geländestufen parallel ziehenden Flachsenken und breiten Talungen verstärkt und unterstrichen. In dieses präglazial angelegte Relief legt sich ein Flußnetz, das nur zum Teil die alten Strukturen aufnimmt, andererseits sich nach jüngeren Faktoren orientiert. So entstehen durch den Verlauf der Hauptwässer und ihrer Wasserscheiden neue, raumordnende Linien, die sich nicht immer in die präglaziale Schichtstufenlandschaft einordnen lassen. Weit bedeutensamer als diese Abweichungen sind die Abwandlungen, die durch die diluvialen und alluvialen Formen veranlaßt wurden. Ihre Ablagerungen überdecken und verwischen nicht nur die Konturen der ehemaligen Oberflächengestalt, sondern sie bestimmen weitgehend Inhalt und Art der Bodenkrume. Damit schaffen sie grundsätzlich neue Voraussetzungen für die naturlandschaftlich höchst bedeutungsvolle Bodenbildung, die nur noch in geringem Maße durch das für die Großformen entscheidende Muttergestein beeinflußt wird. So ist für die Gliederung, die sich aus der Lagerung und der Art der Kreideschichten ergibt, ebenso bedeutungsvoll die räumliche Differenzierung, die durch die glazialen und alluvialen Ablagerungen veranlaßt wird. Durch erstere wird die Westfälische Bucht dem Mittelgebirge, speziell dem Niederdeutschen Bergland, zugeordnet, mit der zweiten erweist sie sich als Glied des Niederdeutschen Altmoränenlandes.

Um diese Schwierigkeit in ihrem vollen Umfange zu erkennen, sollen in den folgenden Abschnitten die einzelnen Erscheinungen für sich dargestellt werden, ein Verfahren, das auch bei den anderen großen Naturräumen angewandt wurde. An die Betrachtung der Schichtstufen — der Steilhänge, Schichtrippen und Bergplatten — und der markantesten Flachsenken und Talungen schließt sich eine knappe Erörterung des Gewässernetzes. Mit diesen drei Erscheinungsgruppen sind zugleich die ersten wichtigen, raumordnenden Linien erkannt, und es ist eine erste naturräumliche Gliederung der Bucht unter Berücksichtigung morphographischer Elemente möglich. Der letzte Abschnitt behandelt die glazialen und alluvialen Formen, um abschließend Talformen, Flußdichte und Wasserführung zu charakterisieren, soweit sie für eine feinere landschaftliche Differenzierung von Belang sind. Aus ihnen ergibt sich

dann eine zweite räumliche Gliederung der Bucht, die mit der ersten zu vergleichen ist, um so aus beiden die für die Bucht entscheidenden elementaren Kleinräume und ihre Gruppierung zu größeren Landschaftsgebieten ableiten zu können.

a) Die großen Geländeformen (Abb. 5, 24, 25)

Entsprechend der Anordnung der Kreideschichten haben sich mehr oder minder steile Hänge mit anschließenden, mehr oder minder weiten Ebenheiten entwickelt. Drei Gruppen lassen sich unterscheiden: die Außenstufen, die von Cenoman und Turon gebildet werden, denen nach innen — wenn auch nur schwach angedeutet — die Stufenhänge des Emschers folgen, bis innerhalb des Senondreiecks wieder mehrere Schichtstufen entwickelt sind, die sich in eine Untersene und eine ober-senone Untergruppe aufteilen lassen (Abb. 5).

Die nach außen begrenzenden Cenoman- und Turon-Schichtstufen sind im Süden, Nordosten und Nordwesten gut ausgebildet. Im Südwesten verlieren sie sich und werden entweder durch die höher aufragenden Schiefergebirgslandschaften (Ardey, Hattinger Hügelland) um 40—50 m an Höhe übertroffen oder vom Tertiär und von den Hauterrassenschottern des Rheins zwischen Botrop und Bocholt überdeckt. Auch die der Osningachse parallel verlaufenden Schichtrippen des Teutoburger Waldes rechnen nicht mehr zur Bucht, deren Nordostgrenze durch die Fußfläche gegeben ist.

Am klarsten ist eine Schichtstufenlandschaft auf der Paderborner Hochfläche entwickelt. Sie ist bekanntlich aus Cenoman- und Turonschichten aufgebaut, die nur wenig, 6—9 °, nach Westen bzw. Norden einfallen. An die aus harten Sandsteinen der Unterkreide aufgebaute Egge schließen sich weiche Gaultflammenmergel der Unterkreide und des Cenomanmergels an. Auf sie folgen die harten Schichten der Cenomanpläner und -kalke, die wiederum durch die weichen Labiatusschichten des Turons abgelöst werden, denen die harten Brongniarti-, Scaphiten- und Cuvieri-pläner aufsitzen⁴⁴⁾. Zwei Schichtstufen lassen sich unterscheiden, deren Schichtköpfe nach Osten bzw. nach Süden schauen. Die Cenoman-Schichtstufe beginnt nördlich von Veldrom, wo sie sich aus der Schichtrippe des Lippischen Waldes entwickelt, mit dem Beerenstein in 385 m Höhe und verläuft über Kempen (Teufelshöhe 405 m), Altenbeken (Winterberg 366 m), Buke (Limberg 335 m), Schwaney (353 m), Herbram (347 m), Asseln, Hakenberg (376 m), Gut Burghoff (379 m) nach Holtheim (367 m), wo sie an die 350 m hohe Buntsandsteinplatte stößt. Letztere wird von dem Cenomanschichtstufenhang bis Meerhof durchweg um 50 m überragt, ihre Firstlinie liegt am Krautberg 406 m, bei Blankenrode 407 m, bei Meerhof 436 m und bei Essentho im Hohenloh sogar 451 m hoch.

Die Turon-Schichtstufe liegt in unmittelbarer Nachbarschaft der Cenoman-Schichtstufe. Im Norden nähern sie sich bis auf 500 m, nach Süden wird der Abstand allmählich etwas größer, er beträgt bei Lichtenau 3,5—4 km. Erst beim Umschwenken nach Westen erweitert er sich auf 8 km und behält diese Breite bis Büren. Der First des Turonschichtstufenhanges liegt im Norden bei 420—440 m Höhe und überragt damit die Firstlinie der Cenoman-Schichtstufe. Zur Mitte, nach Süden hin, sinkt er auf 360—370 m und bleibt hier, zwischen Dahl und Lichtenau, hinter der Cenoman-Schichtstufe zurück.

An der Südseite der Paderborner Hochfläche und ihrer westlichen Fortsetzung, dem Haarstrang, sind ebenfalls im Cenoman und Turon deutliche Geländestufen ausgebildet. Ab Büren nähern sich beide Schichtstufenhänge immer mehr und verschmelzen ab Belecka zu einer Steilkante, so daß man hier die Grenze zwischen

⁴⁴⁾ Schulte, Almegebiet, 1937. Peschges, Paderborner Hochfläche, 1927.

dem Haarstrang und der Paderborner Hochfläche ansetzen kann. Der Traufhang der Cenoman-Schichtstufe ist ab Meerhof sehr gegliedert. Entlang der querenden Bäche springt er oft sehr weit nach Norden zurück, und zahlreiche Vorberge verwirren noch mehr die Übersichtlichkeit. Durchweg liegt die Firstlinie über 400 m, senkt sich aber vom Hohenloh (451 m) im Osten allmählich auf 407 m südlich Kneblinghausen auf 363 m bei Rütthen. — Der Turon-Schichtstufenhang ist ab Dalheim nicht so eindeutig festzulegen, da geologische Spezialkartierungen fehlen. Aber aus den Angaben von Schulte⁴⁵⁾ geht hervor, daß er etwa über Helmern, Haaren nach Büren in durchweg 380 m Höhe verläuft und von hier aus über die Hohe Warte (389 m) und den Wehlhügel nach Belecke zieht.

An beide Traufhänge schließen sich Bergebenen an. Es sind Schnittebenen, die durchweg mit 1—2° nach Westen wie nach Norden einfallen und die sich mit 6—9° geneigten Schichten in einem sehr spitzen Winkel schneiden. Die Paderborner Hochfläche umfaßt demnach zwei Bergplatten, wobei die Cenoman-Landterrasse das zentrale Turondreieck halbkreisförmig umzieht. Im Osten ist die Cenoman-Firstfläche — die Lichtenauer Hochfläche — sehr schmal entwickelt. Erst im Süden gewinnt sie zwischen Haaren und Essentho erheblich an Breite und behält diese bei bis Büren. Man kann diese südliche Cenoman-Bergebene als Sintfeld bezeichnen. Die Turon-Ebenheit wird durch die Altenau in zwei Hochflächen zerlegt, die nördliche sei als Dahler Hochfläche (= Blockfeld), die südliche als Brenkener Fläche angeführt. Im allgemeinen neigt sich die Turon-Verflachung allmählich von 350 auf 200 m. Im Süden und Osten sind die Grenzen eindeutig durch die Steilhänge festgelegt. Auch im Nordwesten ist zwischen Schlangen—Paderborn und Oberntudorf ein deutlicher Geländeabfall zu beobachten. Doch handelt es sich hier um keinen Schichtstufen-Steilhang, sondern um einen Erosions- und Denudationsrand, der durch das präglaziale Hellweger Tal geschaffen wurde und sich an die Schichtgrenze Turon—Emscher anlehnt. — Im Abschnitt Oberntudorf—Belecke ist die Grenze nach hydrographischen Gesichtspunkten festzulegen, sie deckt sich hier mit der Wasserscheide zwischen Alme- und oberem Lippegebiet. In ihrer Höhenlage zwischen 200 und 400 m ist also die Paderborner Hochfläche in die unterste Höhenstufe des Südergebirges einzuordnen und mit dem Bergischen Land und dem Nordwestsauerland gleichzusetzen. Nur im Südosten bei Essentho ragen einige Erhebungen über 400 m hinaus, und Neumann⁴⁶⁾ möchte diese mit der 400-m-Verflachung am Ostrand des Südergebirges gleichsetzen. Doch kann die genetische Einordnung der einzelnen Flächen sowie das Problem ihrer Beziehungen an dieser Stelle nicht erörtert werden.

Cenoman und Turon bilden auch am Haarstrang Geländestufen; nur überdeckt hier, wie schon angedeutet, das Turon vollständig die Cenomanschichten, so daß nur ein, wenn auch gestufter, Geländeteilhang erscheint⁴⁷⁾. Dieser tritt deutlich hervor, weil die Möhne ihn als Saumfluß begleitet und sich auch noch tief in das Karbon eingegraben hat. Die Firstlinie des Haarstranges verläuft fast auf dem sogenannten Haarweg, der nach Osten auch den Namen Hellweg trägt. Die maßgebenden Steilhangbildner sind die Lamarckschichten. Ihrem abnehmenden Kalkgehalt entspricht es, daß der Haarstrang westwärts an Höhe verliert; doch muß dafür wohl auch die stärkere Abtragung mit der Annäherung an die Erosionsbasis des Rheines verantwortlich gemacht werden. Bei Belecke liegt die Firstlinie um 340 m, bei Körbecke um 286 m, bei Bremen um 230 m, bei Billmerich in 210 m, und bei Hörde, südlich Dortmund, sinkt sie endlich auf 150 m. Hier liegt der Dortmunder Höhenrücken an der Grenze zwischen Labiatumergel und Soester Grünsand, seine Schichtkante ist durch die harten Schichten des glaukonitreichen Mergels des Grünsandes bedingt⁴⁸⁾.

45) Schulte, Almegebiet, 1937.

46) Neumann, Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges, 1935.

47) Vgl. Profil bei Schulte, Almegebiet, 1937.

48) Burchhardt, Heimatkunde Groß-Dortmunds, 1931, 81.

Von hier verschwindet der Haarstrang als hervorragender Höhenrücken gänzlich, nachdem er bei Dorstfeld von der Emscher durchbrochen wird.

Die nördlich anschließende Schichtlehne, die Haarabdachung, ist allenthalben, wenn auch in wechselnder Breite, deutlich entwickelt. Sie reicht durchweg bis an den Hellweg, der von Oberntudorf über Geseke, Soest, Werl und Unna nach Dortmund verläuft. Hier, wo Emscher im Untergrund ansetzt, ist ein schwacher Geländeknick festzustellen. Die Haarabdachung, auch wohl oberer Hellweg genannt, ist teilweise sehr geneigt. Im Osten fällt sie bei Geseke von 320 auf 114 m = 30 m auf 1000 m, bei Soest von 200 auf 108 m = 20 m auf 1000 m und bei Unna von 210 m auf 100 m = 25 m auf 1000 m. Nach Westen findet sie bei Dortmund ihr Ende. Hier biegt das Hellweger Tal nach Nordwesten in die Emschertalung ein, und für das Relief des westlich anschließenden Bochumer Gebietes sind andere Erscheinungen verantwortlich zu machen.

Im nordwestlichen Münsterland treten Cenoman und Turon als Stufenbildner nur schwach hervor; sie bilden hier, eng verbunden mit Schichten der Unterkreide, kleine Schichtrücken, die für das Kleinrelief von wesentlicher Bedeutung sind. Von Weseke über Stadtlohn, Wüllen, Graes, Wettringen bis Rheine lassen sich diese Rücken, oft zu zweien und dreien nebeneinander herziehend, verfolgen. Sie sind gebunden an die kleinen Hebungsachsen, an denen die Schichten herausgehoben und mit 10—15° schiefgestellt wurden. Dabei streichen sie quer zu den Hebungsachsen entsprechend dem Verlauf der aufgesattelten Schichten. Diese Schichtrippen sind nach Westen die letzten orographisch spürbaren Erscheinungen der Westfälischen Bucht. Sie überragen ihre heutige Umgebung durchweg nur um 10—15 m. In kultur-geographischer Hinsicht treten sie als Träger bedeutender Eschfluren hervor⁴⁹⁾ und ordnen somit in auffallender Weise auch das kulturlandschaftliche Gefüge der nordwestlichen Randlandschaften. Das alles ist wohl Grund genug, in den Schichtrücken die orographische Grenze der Bucht nach Nordwesten zu sehen. Was westlich dieser Linie liegt, ähnelt schon den Altmoränenlandschaften der Twente.

Bei Weseke erscheinen die Schichtrücken zum ersten Male deutlich an der Oberfläche. Östlich des Ortes liegt ein 60 m hoher Rücken mit Cenomanpläner und -kalk als Hangbildner und Labiatus- und Lamarckschichten des Turons als Rückenbedekung. Östlich des Ortes erhebt sich eine Kuppe auf 62,7 m, hier treten die Mergel des Gault, in denen zahlreiche harte kieselige Bänke eingelagert sind, zutage. Einen besonders hervorstechenden Höhenzug stellt der Eschlohner Esch dar, der von Stadtlohn in südsüdwestlicher Richtung nach Südlohn zieht, um hier stark verschmälert und weniger deutlich nach Westsüdwest abzubiegen. Er erhebt sich ebenfalls auf 60,5 m und wird von widerstandsfähigen Kalken des Cenomans und Turons aufgebaut. Westlich dieses Landrückens verläuft eine Parallelkette, die aus Sandsteinen des Apt (Rotenbergsandstein) besteht. Sie erreicht bei Hemer ebenfalls 60 m. Nördlich von Stadtlohn erscheint dann ein einzelner, aus den Sandsteinen des Apt aufgebauter Schichtrücken, der bis nach Hengeler reicht. Erst ab Wendfeld finden sich wiederum Schichtrücken in mehrfacher Ausbildung. Dabei besteht der östliche Höhenzug, der im Wüllener Esch beginnt (61,2 m) und sich, durch den Forsbach unterbrochen, über den Wessumer Esch zum Graeser Hohen Esch (51,3 m) verfolgen läßt, aus Turonkalken (Galeritenschichten). Der mittlere, auf 77,5 m ansteigende Höhenrücken setzt sich aus Sandsteinen zusammen, die zur unteren Kreide gehören. Er zieht von Hengeler bis nach Aversch westlich von Ottenstein, wo er sich stark erniedrigt.

Weiter im Nordwesten finden sich bei der Ochtruper Aufsattelung nach der Darstellung von Leising⁵⁰⁾ keine Schichtrücken im Turon und Cenoman. Der Wäl-

⁴⁹⁾ Niemeier, Westmünsterland, 1938.

⁵⁰⁾ Leising, Ochtrup, 1914.

derton bildet die höchsten Erhebungen, den Ochtruper Berg (84,1 m) und die Einhorster Höhe (67,8 m). Er besteht aus Kalksteinschichten, mit denen Schiefertone, bald in dicken Bänken, bald in dünnen Lagen, abwechseln. Im Süden, Westen und Norden wird er vom Neocom umlagert, der zum Teil als Sandstein entwickelt ist und die Höhen 61,7 und 50,7 m aufbaut. Cenoman und Turon sind hier stark mergelhaltig. Erst bei Wettringen stoßen wir wieder auf zwei Schichtrücken ⁵¹⁾. Der nördlich der Vechte gelegene Rothenberg (95,9 m), der von Westen nach Osten zieht, besteht aus Gault, das in seinen unteren Partien aus tonigem Material zusammengesetzt ist und in den oberen reichlich schwach-kalkige Sandsteine mit Glaukonit enthält. Parallel zum Rothenberg verläuft südlich der Vechte die Wettringer Höhe, die aber, parallel dem Verlauf der Vechte, dann rasch nach Norden umbiegt. Nach Osten und Süden fällt dieser Rücken sanft ab, nach Westen zeigt er steileren Abfall. Die Haupterhebung, der Bilker Berg, liegt 60,5 m hoch; seine Breite schwankt zwischen 125 und 300 m. Die Wettringer Höhe ist eine typische Schichtrippe, aufgebaut aus Cenoman, der mit 18° nach Süden und Osten einfällt. Turon ist nur wenig vorhanden. Östlich der Steinfurter Aa setzt sich die Wettringer Höhe in schwach hervortretenden Bodenwellen bis nach Rheine in den Tieberg fort, welcher die Verbindung mit den sich ebenfalls sehr verflachenden Cenomanrücken der Riesenbecker Fußfläche herstellt. Südlich von Rheine begegnet uns im Waldhügel noch eine sekundäre Aufsattelung, an deren Rändern Cenomanschichtstufen entwickelt sind.

Die Betrachtung der Cenoman- und Turon-Schichtstufen ließ einmal die orographischen Grenzen der Bucht im Süden und Nordwesten deutlich hervortreten, zum andern konnten die formenkundliche Stellung der Paderborner Hochfläche als vielfältig zusammengesetzte Bergplattenlandschaft und die Stellung des Haarstranges und seiner Abdachung als schmale Bergebene erkannt werden. Ferner vermittelte sie die Kenntnis eines für das nordwestliche Münsterland maßgeblichen Formenelementes, das diesem Gebiet eine besondere Note verleiht, und schließlich erwies sich auch der Südwesten um die Emscher als ein besonders geartetes Gebiet.

Wie schon aus der stratigraphischen Übersicht hervorgeht, kommt der leicht abzutragende Emscher als Schichtstufenbildner eigentlich nicht in Frage. Dennoch baut er im Süden und Südosten einige Bodenwellen auf, die entweder wasserscheidende, der Abtragung noch nicht vollständig zum Opfer gefallene Höhen darstellen oder als stehengebliebene Erosionsränder an einem bedeutenden Tale zu deuten sind. So finden sich nördlich des Hellweger Tales von Dortmund bis Lippstadt einige Bodenwellen, die von Westen nach Osten ziehen, durchweg auf längere Erstreckung von Lippe-Nebenflüssen begleitet werden, ehe diese die Höhen durchbrechen. Es seien hier die Höhen von Kircherne, Ahsen, in der Kamener Mark, bei Berge, Bönen und zwischen Dinker und Lippstadt genannt, die durchweg ihre südliche Umgebung um 25—30 m überragen und ihre Steilseiten nach Süden richten. Nach Wegner ⁵²⁾ bestehen sie aus Kreidemergel, die sich nicht durch eine besondere große Widerstandsfähigkeit auszeichnen. Sie bilden die Nordgrenze des Hellweger Tales, und mit ihm mag auch ihre Bildung zusammenhängen. Immerhin steht dieser schmale Hügel- und Kuppenstreifen reliefmäßig in einem deutlichen Gegensatz zu der eintönigen Abdachung des Haarstranges, der muldenförmigen, flachwelligen Landschaft des Hellweger Tales und der schmalen, von Terrassen aufgebauten Lippetalung. Diese Unterschiede sind deshalb bei einer orographischen Gliederung des Hellweg-Gebietes nicht zu übersehen.

Schwache Bodenwellen zeigen sich auch im Nordosten vom Delbrücker Rücken ⁵³⁾ zwischen Ems und Lippe bis Harsewinkel und Greven nördlich der Ems. Überhaupt

⁵¹⁾ Buß, Wettringen, 1920.

⁵²⁾ Wegner, Geologie Westfalens, 1913, 279.

⁵³⁾ Bertelsmeier, Delbrücker Land, 1942.

gibt es im Ostmünsterland entlang der Ems zahlreiche sandbedeckte Mergelhöhen, die ihre Umgebung um 10—15 m überragen und von denen das Gelände sowohl nach Nordosten, zur Kattenvenner Flachmulde, wie nach Südwesten, zur Emstalung hin, abfällt. Keller⁵⁴⁾ sieht in ihnen den nordöstlichen Rand des zentralen Plateaus, auch nach der geologischen Karte von Kukuk handelt es sich nicht mehr um Emscher-, sondern um Quadratenmergel. — Im Westmünsterland tritt der Emscher nur gelegentlich als Kuppen- und Rückenbildner hervor, so z. B. bei Ester-Büren.

Erst im Senondreieck treffen wir wieder auf zahlreiche gesteinsbedingte Steilhänge und Bergplatten. Sie häufen sich in drei Gebieten, im südwestlichen Granulatengebiet und in den oberen Billerbecker Höhen und Beckumer Höhen.

Im Südwesten läßt sich von Bottrop über Buer und Recklinghausen bis Suderwich ein Landrücken verfolgen, der nach seinem inneren Aufbau als Schichtstufe anzusprechen ist. Dieser sog. Vestische oder Recklinghauser Rücken besteht aus einer mächtigen Ablagerung feiner, mergeliger Sande und Mergelsande. Im Osten gesellen sich dazu zahlreiche Bänke fester, mergeliger Kalksandsteine; dagegen werden die Sande nach Westen gröber und besitzen kaum noch mergeliges Bindematerial und feste Bänke. Die Schichten fallen flach nach Norden ein. Im Verhältnis zu dem unterlagernden Emschermergel ist der sog. Recklinghauser Sandmergel widerstandsfähiger, und das prägt sich in einem steilen Anstieg des Geländes aus. Der Trauf der Schichtstufe verläuft von Gladbeck südlich der Straße nach Buer, wo der Steilhang bei Buer-Mitte besonders scharf hervortritt, läßt sich weiter nach Resse verfolgen und ist wieder sehr ausgeprägt am Fuße des Paschenberges bei Herten. Die Firstlinie hebt sich in diesem Abschnitt von 85 m auf 100 m, während das Emschertal 55—65 m hoch liegt. Bei Recklinghausen erreicht der Rücken seine höchste Erhebung mit 112 m. Zwischen Hochlar und Suderwich tritt der Abfall noch einmal deutlich hervor. Die zugehörige Schichtlehne ist teilweise gut entwickelt. Sie dacht allmählich nach Norden ab und liegt durchschnittlich über 60 m. Wegner⁵⁵⁾ begrenzt sie durch die Orte Kirchhellen, Polsum, Marl, Speckhorn, Horneburg, Henrichenburg und Suderwich.

Nach Angaben von Bärtling⁵⁶⁾ sind die Kappenberge nördlich von Lünen als Fortsetzung der Recklinghauser Schichtstufe aufzufassen. Sie bestehen aus dem gleichen Gestein und erreichen die gleiche Höhe. Der weitere Verlauf des Stufensteilhanges nach Osten ist unbekannt, wahrscheinlich sind einige Höhen südlich der Lippe noch dem Recklinghauser Sandmergel zuzurechnen. — Nach Norden und Nordwesten werden die Schichten der Recklinghauser Stufe immer mergeliger. Das erklärt auch die besonders starke Abtragung im Lembecker und Ahauser Gebiet, wo nur ab und zu kleine Bodenwellen herausragen. Nördlich der Baumberge sind nach Wegner⁵⁷⁾ nur die Schichtrücken des Weiner Esches südlich von Ochtrup, des Seller Esches (85,8 m) und des Hollicher Esches westlich und nördlich von Burgsteinfurt sowie vermutlich auch der Hohe Esch westlich Heek, Bauerschaft Ahle (64,1 m), noch zu der unteren Stufe des Untersenons zu rechnen, obgleich sie petrographisch und faunistisch etwas abweichen. Beim Weiner Esch handelt es sich um weißgraue Mergel mit eingelagerten Phosphoritbänken. Die gleichen Mergel finden sich unter den diluvialen Ablagerungen des Seller Esches; Phosphorite sind hingegen nur hin und wieder eingesprengt. Beim Hollicher Esch lagern zuoberst feste Sandmergel im Wechsel mit 10—12 cm mächtigen Tonlagen, während sich nach unten glaukonitische Kalksteine bald nieren-, bald lageartig einstellen.

54) Keller, Weser und Ems, 1901.

55) Wegner, Granulatenkreide, 1905, 115.

56) Bärtling, Wanderbuch, 1925, 297 ff.

57) Wegner, Granulatenkreide, 1905, 135, 137.

Im ganzen ordnen sich die durch die Recklinghauser Ablagerungen bedingten orographischen Erscheinungen ebenso in das Strukturbild der Westfälischen Bucht ein wie die durch die Cenoman- und Turonschichten hervorgerufenen Formenelemente. Im Südwesten erzeugen sie eine von Westen nach Osten ziehende Bergplatte, und im Norden erscheinen sie als schmale Schichtrücken, deren kultur-geographische Bedeutung schon durch den Namen Esch klar belegt wird. Nur im Westen übernimmt das untere Untersenon formenkundlich die Funktion der Emscherablagerung, da es in der Lembecker und Ahauser Ebene als leicht ausräumbarer, weicher Mergel entwickelt ist.

Ganz anders liegen die Verhältnisse bei dem oberen Untersenon, das die Hügellgruppe der Halterner Berge und die nordwestlich und östlich anschließenden Höhen aufbaut. Auffällig ist zunächst die scheinbar regellose Verteilung von Hügeln und Kuppen, die auf den ersten Blick keinerlei Beziehung zu einer Schichtstufenlandschaft vermuten läßt.

In der Haard, der südlich der Lippe gelegenen Hügellgruppe von fast quadratischem Umriß, finden sich die höchsten Erhebungen. Sie liegen mit 157,3 m bezeichnenderweise im Süden, auf dem Stimberg, in unmittelbarer Nachbarschaft des nur 70—80 m hochliegenden Erkenschwicker Tales. Nach Norden senkt sich die Haard allmählich auf 120 m. Trotz der weitgehenden Zertalung sind die Höhen keine Kuppen, sondern, wie Wegner⁵⁸⁾ schon beobachtete, Tafelberge, ja sogar regelrechte Plateaus. So unterscheidet Wegner drei kleine Bergplatten, aus denen durch drei Nebentäler einzelne sanft gerundete Kuppen und Tafelberge herausmodelliert sind: den östlich gelegenen Stimberger Tafelberg, das westliche Kaninchenberger Plateau und die nördlich gelegenen Plateauberge der Weseler Berge, des Remberges und des Dachsberges. Schon diese Tatsachen deuten darauf hin, daß die Haard eine jungzerschnittene Bergplatte darstellt, deren Steilhang nach Süden gerichtet ist und die nach Norden allmählich von 155 auf 120 m abdacht⁵⁹⁾. Am Aufbau sind vornehmlich die sogenannten Halterner Sande beteiligt, die den Recklinghauser Sandmergel überlagern. Ihre Widerstandsfähigkeit erklärt sich daraus, daß das Wasser rasch einsickern kann und somit die oberflächliche Abtragung vermindert wird. Nur der Stimberg trägt eine Kappe von sehr widerstandsfähigen Quarziten.

Aus Halterner Sanden bestehen auch die nördlich der Lippe gelegenen Borkenberge. Sie erreichen nur eine Höhe von 127 m und setzen sich aus drei Ost-West streichenden Zügen zusammen, die durch tiefe V-förmige Täler getrennt sind. Die Höhenrücken gliedern sich wieder in einzelne scharf abfallende, kegelförmige Berge. Bärtling⁶⁰⁾ führt diese eigenartige Gestalt, die ihresgleichen in Westfalen sucht, auf Ausblasungen durch Winde zurück. Auf ihre Zugehörigkeit zu der einstigen Haard-Bergebene deutet nur die Höhenlage hin, die sich in die allgemeine Abdachung von 160 auf 130 m zwanglos einfügen läßt.

Größere Höhen sind wiederum der dritten Hügellgruppe, der Hohen Mark, eigen. Sie ist eine einheitliche Erhebung von ovalem Grundriß. Ihr Rand ist ebenfalls durch tiefgreifende, steil abfallende Täler zerschlitzt. Der höchste Punkt liegt im Südwesten bei 146 m (Waldbeerenberge), doch sind ähnliche Erhebungen auch im Innern anzutreffen. Die Hohe Mark besteht ebenfalls aus Halterner Sanden. Nur fallen die Schichten nicht mehr wie in der Haard nach Norden ein, sondern nach Nordosten. Schon dieses aus dem Großmuldenbau der Westfälischen Bucht zu erklärende Um-

⁵⁸⁾ Wegner, Granulatenkreide, 1905.

⁵⁹⁾ Diese an und für sich auffällig starke Abdachung kann aber auch jüngerer Entstehung sein. So konnten wir November 1940 in einem Aufschluß bei Flaesheim Verwerfungen beobachten, die nach der Anlage der Klüfte darauf hindeuten, daß jungtertiäre und altluviale Bewegungen stattgefunden haben, die ein Absinken des nördlichen Teiles der Haard bedingten.

⁶⁰⁾ Bärtling, Wanderbuch, 1925.

schwenken und die ziemlich gleiche Höhe der Hohen Mark und der westlichen Haard legen die Vermutung nahe, daß beide einstmals zu einer Schichtstufe gehörten, deren Traufhang von Nordwesten nach Südosten strich. Erst am Stimberg bog er nach Osten um und lief parallel dem Recklinghauser Schichtstufenhang. Diese Vermutung über den Verlauf der Halterner Schichtstufe wird bestätigt durch die angrenzenden Höhen.

So weist Bärtling⁶¹⁾ darauf hin, daß die bis zu 105 m hohen Netteberge nordwestlich von Lünen ebenfalls aus Halterner Sanden bestehen, die hier nach Osten hin auskeilen. Die Verbindung zwischen dieser Schichtstufe und der Haard wird noch angedeutet durch vereinzelt Bodenwellen, die über Alten-Bork nach Datteln zu verfolgen sind. Ebenso finden sich nordwestlich der Hohen Mark zahlreiche kleine, 75—110 m hohe Bergkuppen bei Groß-Reken, Nordick, den Bergen, bei Borken und bei Nordvelen (Höhe 75,5 m). Außer den infolge der Borkener Einmündung nach Westen vorspringenden Ramsdorfer Bergen, wo infolge der härteren Schichten eine regelrechte Reliefumkehr stattgefunden hat, fallen die Schichten dieser Höhen durchweg nach Nordosten ein, der Steilhang zeigt nach Südwesten. Es handelt sich bei allen Formen tatsächlich um kleine Schichtsrücken.

Verbindet man alle Traufhänge miteinander, so ergibt sich ein Schichtstufenhang, der bei den Nettebergen nordwestlich Lünen beginnt, zunächst in westlicher Richtung bis zum Stimberg zieht und dann nach Nordwesten verläuft, um endlich bei Velen nach Norden umzubiegen. Wenn damit das Halterner Höhengebiet genetisch als Schichtstufe zu deuten ist, so hat doch die spätere altdiluviale Zertalung sein heutiges Formenbild weitgehend geändert. Die einstige Bergplatte wurde aufgelöst in Hügelgruppen und Kuppen, die durch breite Talungen getrennt, alle einen sehr selbständigen Charakter haben. Die Rekonstruktion des einstigen Zustandes lehrt uns nur den inneren Zusammenhang erkennen, der wiederum dazu dienen kann, eine morphologisch begründete Abgrenzung und Zusammenfassung von Kleinräumen durchzuführen.

Erst im Dülmener Höhenrücken tritt uns eine geschlossene, aus dem oberen Unterseno aufgebauete Schichtstufe entgegen. Die Landschwelle beginnt nördlich von Olfen mit den Seppenrader Höhen und zieht über Dülmen nach Lette. Nach Südwesten sind ihr kleinere Höhen vorgelagert. Im allgemeinen gleicht der Rücken in seiner Höhenlage (95—100 m) dem Recklinghauser Landrücken. Gegenüber der Haard bleibt er erheblich zurück. In der von uns konstruierten Haard-Bergebene, die von 157 m am Stimberg auf 130 m an den Borkenbergen weiter nach Nordosten abdacht, würde also der Dülmener Rücken vollständig verschwinden. Daß er heute überhaupt als Geländestufe deutlich hervortritt, verdankt er lediglich dem breiten Tal, das sich zwischen die Halterner Höhen und den Dülmener Steilhang schiebt. Auch stratigraphisch sind die aufbauenden Schichten den Halterner Sanden gleichzusetzen. Lediglich die facielle Änderung innerhalb des oberen Unterseno ist für die Existenz des Dülmener Rückens verantwortlich zu machen. Blaue Mergel mit festen Bänken, Sande mit Knauern eines kalkigen Sandsteins setzen diesen Höhenzug zusammen. Seine große naturlandschaftliche Bedeutung besteht darin, daß nach Nordosten mit der Bulderner Platte das mergelige Kernmünsterland anschließt und daß er die orographische, bodenmäßige und pflanzengeographische Grenze gegen das südwestliche Halterner Sandgebiet darstellt.

Sein Gegenstück im Nordwesten ist die Burgsteinfurter Höhe, der Buchenberg, und, wenn auch unter Vorbehalt, der Altenberger Rücken. Beide streichen ebenfalls von Südosten nach Nordwesten. Kalksandsteine und sandige Kalke spielen bei

⁶¹⁾ Bärtling, Wanderbuch, 1925, 288 ff.

ihrem Aufbau eine große Rolle, und zugleich bilden sie eine orographische Grenze gegen den sandigen Nordosten. Doch mit ihnen geraten wir schon in das aus Oberesen bestehende Kernmünsterland.

Eine genaue Kenntnis der Schichtstufen des zentralen Plateaus steht noch aus. Es fehlt hier jegliche geologische Spezialkartierung. Für die Beckumer Berge konnte ich eine Untersuchung von Dahmen zugrunde legen. Für die Baumberge vermittelt die Arbeit von Schneider nur einige Anhaltspunkte.

Äußerst kompliziert ist der Aufbau des nordwestlichen Kernmünsterlandes, des Billerbecker Gebietes. Schon bei der Betrachtung der Tektonik wiesen wir darauf hin, daß nach den Untersuchungen von Schneider⁶²⁾ nicht ein einfacher Muldenbau besteht, sondern eine beachtliche Spezialfaltung vorliegt. Danach sind die Billerbecker Höhen nicht nur ein einfaches Schichtstufenland, sondern es schalten sich Vollformen ein, die geologisch als Aufwölbungen, morphographisch hingegen als Härtlinge anzusprechen sind. Erst daraus erklären sich die eigenartige Verteilung von Hoch und Tief und der Grundriß der Billerbecker Höhen, die sich nicht in das allgemeine Schema der Westfälischen Bucht einfügen lassen. Die höchsten Erhebungen ordnen sich in nordwest-südöstlicher Richtung an. Es sind der Bomberg im Nordwesten und der Tilbecker Berg im Südosten, die 180 m und mehr erreichen. Sie gleichen einem schmalen, leichtgewellten Plateau, das randlich durch einen Geländeabfall von 180 m auf 160—155 m begrenzt wird. Die aufbauenden Schichten liegen in diesem Abschnitt durchweg muldenförmig. Die Achse streicht von Tilbeck nach Darfeld. Das Bomberger Plateau ist somit eine reguläre Schichtlehne, die allseitig von Schichtstufensteilhängen umrahmt wird. Die Schichten bestehen aus den obersten Mukronaten, glaukonitischen Mergeln und mergeligen Sandsteinen, sowie Kalksandsteinen, den sogenannten Baumberger Sandsteinen. Beim weiteren Abstieg schaltet sich eine Verebnung in 140—150 m ein, die wiederum durch Geländestufen im Osten, Südosten und Nordwesten abgegrenzt wird. Während die Verebnung allgemein sehr schmal entwickelt ist, erfährt sie im Nordwesten und im Südwesten durch ähnlich hohe Erhebungen eine Verbreiterung, durch den Schöppinger Berg und den Roruper Berg. Beide sind aber im geologischen Sinne Aufwölbungen, und dieser Tatsache verdanken sie ihre hohe Lage. Die nächsttiefere Verebnung liegt bei 80—90 m, sie ist im Osten und Süden nur schmal, im Westen breiter und flachwellig in der Osterwicker Platte. Sie sinkt im Westen mit einer Geländestufe, die zugleich die Außengrenze der Billerbecker Höhe bildet, gegen das Tal der Dinkel ab. Im Süden leitet die Bulderner Platte über zu der Abdachung des Dülmener Höhenrückens. Im Nordosten ist zu der Hohenholter Senke hin ebenfalls eine deutliche Geländestufe ausgebildet. Letztere trennt die Billerbecker Höhen im engeren Sinne von dem Altenberger und Steinfurter Höhenzug, die hier die Nordostgrenze des Kernmünsterlandes darstellen. Bis nach Gievenbeck läßt sich der Altenberger Rücken, der bis 116 m aufsteigt, verfolgen, um dann zu verschwinden.

Das Beckumer Gebiet ordnet sich hingegen als Rest und Rand zerfrannter Hochflächen mit südlichen und östlichen Steilhängen ohne weiteres in das morphologische Bild der südöstlichen Westfälischen Bucht ein. Während die Billerbecker Höhen von allen Seiten als Berge erscheinen, treten die Beckumer Berge nur von der Lippe und Ems her als Höhen hervor, während sie nach Norden und Westen allmählich abdachen. Nur die Ennigerloher Platte macht auf Grund des geologischen Baues und der umlaufenden Geländestufen eine Ausnahme. In klarer Weise lassen sich die bogenförmig angeordneten Steilhänge mit ihren Bergebenen verfolgen. Mergelige Quadratenschichten bilden den Sockel der Beckumer Höhen. Eine schwache Geländekante, die von Uentrop an der Lippe über Wadersloh nach Langenberg und weiter

⁶²⁾ Schneider, Baumberge, 1940.

über Geweckenhorst bei Wiedenbrück nach Beelen und Freckenhorst verläuft, trennt die Quadratenschichtlehne, die im Süden in der Wadersloher Platte 90—100 m hoch ist und nach Nordwesten auf 70 m absinkt (Letter Platte), von der Lippetalung im Süden und der Emssebene im Nordosten. Auf den Quadratensockel legt sich die aus Stromberger Schichten aufgebaute Stromberger Schichtstufe. Der begrenzende Traufhang beginnt bei Dolberg in 90 m Höhe und zieht über Unterberg, Wibberg nach Stromberg, wobei seine Firstlinie allmählich auf 145 m ansteigt. Dann springt die Stufe entlang dem Axtbach bis Oelde zurück und zieht dann nördlich des Baches über Ostenfelde nach Westkirchen. Hier schwenkt sie nach Süden um und bildet die Westgrenze der Ennigerloher Platte. In ähnlicher Weise ordnet sich die Beckumer Schichtstufe ein. Sie beginnt ebenfalls bei Dolberg und steigt nach Osten zu immer größeren Höhen an, wo der Mackenberg, ein Vorberg, sogar 173 m erreicht. Der Hellbach unterbricht dann wie der Axtbach die Stufe und trennt die Beckumer Bergebene von der Ennigerloher Platte. Letztere wird auf drei Seiten, im Osten, Norden und Westen, von den aus Beckumer Schichten bestehenden Traufhängen umzogen (Abb. 25).

Das Beckumer Höhegebiet läßt sich also nach Süden, Osten und Nordosten durch mehr oder minder markante Geländestufen orographisch einwandfrei abgrenzen. Dagegen fehlen nach Westen, gegen das Innere des Kernmünsterlandes, gegen das Lüdinghauser Gebiet, eindeutige und auffallende orographische Grenzen. Einen ersten Anhaltspunkt bieten die westlichen Geländekanten der Ennigerloher Platte, die von Norden nach Süden streichen. Auch die Beckumer Platte schließt nach Nordwesten mit einer deutlichen Geländekante ab. Zwischen beide schiebt sich entlang der Angel die Vorhelmer Mulde, die nach ihrer Höhenlage nicht mehr zu den Beckumer Höhen gerechnet werden kann. Wenn man hier eine orographisch brauchbare Grenze ziehen kann, so gilt das nicht im Süden bei Dolberg und im Norden bei Freckenhorst. Im Norden sind die letzten spürbaren Geländestufen von Freckenhorst bis nach Everswinkel und Wolbek nur noch als schwache Bodenwellen zu verfolgen. Dann erst schiebt sich von Norden her entlang der Werse eine nur 55—60 m tief gelegene Ebene, die Davert, buchtartig in das Mukronatenplateau ein. Im Südwesten rücken bei Dolberg die Geländekanten der Beckumer Höhen immer mehr zusammen. Ihr weiterer Verlauf nach Westen ist nicht einwandfrei festzulegen. Im allgemeinen sieht man in den der Lippe parallel laufenden Höhen, den Lippehöhen, die über Heessen, Hövel, Bockum nach Werne ziehen, die orographische Scheide des hier auf 80—100 m ansteigenden Kernmünsterlandes. Doch queren die Lippehöhen nicht nur stratigraphische Grenzlinien, die hier nach Nordwesten verlaufen, sondern sie werden auch von den Nebenflüssen aufgegliedert, die über die Firstlinie der Randhöhen hinaus nach Norden vorgreifen bis an eine breit entwickelte Bodenerhebung, die von Dolberg über Ester, Östrich, Hardenberg (117 m) nach Capelle zieht. Sie überragt um 20—30 m die Lippehöhen und tritt nicht nur als Wasserscheide hervor, sondern trennt die südliche Platte von dem nach Norden abdachenden Werre-Emmer-Plateau (der Ascheberger-Drensteinfurter Platte). Da spezielle Kartierungen in diesem Gebiet fehlen, kann noch nicht ausgesagt werden, wieweit diese Landschwelle gesteinsbedingt ist und an welche Schichten sie sich anlehnt. Die hier zu suchende Grenze zwischen dem Beckumer Gebiet und dem Lüdinghauser Gebiet ergibt sich erst aus der Betrachtung der Boden- und Vegetationsverhältnisse.

Es entspricht dem strukturell bedingten Großformenschatz der Bucht, daß dort, wo weiche, mergelig-tonige Schichten zutage treten, breite Ausräume als Flachmulden und Talungen entstanden, die das durch die Vollformen bestimmte Oberflächenbild ergänzen und vervollständigen. Von den Oberkreideschichten spielt dabei der Emscher als Senkenbildner die größte Rolle (Abb. 24).

Die bedeutendste Flachsenke stellt das rechtsseitige obere Emsgebiet dar, von der Quelle der Ems bis nach Rheine, obgleich die präglaziale Oberfläche heute unter

einer mächtigen Geschiebelehm- und Sanddecke verborgen ist. Die tiefste Stelle der alten, aus Kreidemergeln bestehenden Mulde wurde nach Wegner⁶³⁾ bei Emsdetten mit 27,6 m unter der Sandfläche erbohrt. Wie das Relief der präglazialen, isoklinal angelegten Flachmulde im einzelnen beschaffen war, ist noch nicht bekannt. Wegner nimmt eine breite Flußtalung an, die von der Urems durchzogen wurde in einem Tal, das nicht mit dem der heutigen Ems zusammenfällt. Die von der Urems und ihren Nebenbächen ausgeräumte Senke war nicht sehr eben, sondern in zahlreiche Riedel aufgelöst, die ein welliges Relief hervorriefen.

Für die Auffassung, daß die Mulde oder Talung der Urems früher anders verlaufen ist, sprechen auch einige Erscheinungen in der heutigen Oberflächengestalt der ostmünsterländischen Niederung, auf die Keller⁶⁴⁾ hingewiesen hat. So läßt sich heute eine breite Langmulde abseits der Emstalung von Hesselteich (östlich von Versmold) über Füchtorf, Kattenvenne und Ladbergen nach Emsdetten verfolgen. Sie senkt sich allmählich von 65 m auf 45 m. Von dieser Kattenvenner Flachmulde wird das heutige Emstal, das ab Warendorf einen schmalen Einschnitt darstellt, durch Bodenwellen getrennt, die sich aus sandüberdeckten Mergeln aufbauen und damit den ehemaligen Rand des zentralen Plateaus andeuten. Auffällig ist, daß diese Flachmulde nach Südosten mehr oder minder abgeschlossen wird und, wenn wir die heutigen Höhenverhältnisse betrachten, nur schwer über Harsewinkel in das oberste Emsgebiet, in die Rietberger Flachmulde, zu verfolgen ist. Dagegen lassen sich nach Nordwesten über Emsdetten hinaus das mit Moor und Heide bedeckte Hollicher Feld und das Venn zwischen Burgsteinfurt und Rheine ohne weiteres an die Kattenvenner Flachmulde anschließen. Schon Keller⁶⁵⁾ sah in dieser Verlängerung einen früheren Weg des Wassers aus der Westfälischen Bucht nach der Vechte. Die gleiche Ansicht äußert Wegner. Wenn auch die heutige Oberflächengestalt kein beweisendes Kriterium ist, so liegt doch in Analogie zu ähnlichen Verhältnissen am Hellweg die Vermutung nahe, daß die Kattenvenner Flachmulde schon im Präglazial ausgebildet war und von der Urems durchzogen wurde. Ihre Funktion wurde durch die näher an das Kernmünsterland herangerückte Ems übernommen, die zunächst noch südlich von Neuenkirchen zur Vechte zog, dann aber durch rückschreitende Erosion, die den Gesteinsriegel bei Rheine, die Cenoman-Schichtstufe, durchsägte, nach Noren abgelenkt wurde. Für unsere Fragestellung ist wesentlich, daß das Ostmünsterland zumindestens im Gebiet nordwestlich der Querlinie Harsewinkel—Halle eine deutliche, den Strukturen des Untergrundes entsprechende Vierteilung aufweist. Es ist zu unterscheiden: das schmale Emstal im Südwesten, der etwas breitere Streifen von Bodenwellen zwischen Greven und Harsewinkel, die Kattenvenner Flachmulde und die höher gelegene Sandebene, die zu den Fußflächen des Osnings überleitet.

Ein ebenso klares Beispiel für die Strukturbedingtheit der Hohlformen gibt das Hellweg-Gebiet. Drei fast parallele Talungen ziehen hier von Osten nach Westen. So wurde in den weichen Labiatus-Schichten zwischen den harten Bänken des Cenomans und Turons die Möhne angelegt, die ursprünglich mit ihrem Quellfluß weiter nach Osten reichte und dessen Talzug noch heute südlich der Turon-Schichtstufe über Büren und Wünnenberg bis Meerhof zu verfolgen ist. Die Fortsetzung des Möhnetals im Westen bildet das ebenfalls epigenetisch angelegte Ruhrtal, das jedoch in der oberen Hauptterrassenzeit nach Norden abbog, wie die von Löß bedeckten, ausgedehnten Schotterflächen zwischen Castrop und Bochum, bei Essen-Stoppenberg und Kray beweisen⁶⁶⁾. Heute hat sich der Möhnefluß schon in das Grundgebirge eingesägt und gehört in seiner ganzen Ausdehnung zum Flußsystem des Südergebirges.

⁶³⁾ Wegner, Geologie Westfalens, 1926, 361.

⁶⁴⁾ Keller, Weser und Ems, IV, 118.

⁶⁵⁾ Keller, Weser und Ems, IV, 373.

⁶⁶⁾ Kukuk, Niederrheinisch-westfälisches Steinkohlenebiet, 1938, 483 ff.

Parallel zu dieser Talung verläuft das im Ausgehenden des Emschers angelegte, heute stark verdeckte Hellweger Tal. Krusch⁶⁷⁾ hat es als erster erkannt. Er nennt es auch Unna-Dortmunder Tal. Es verläuft von Paderborn bis nach Dorstfeld, westlich von Dortmund, in fast ostwestlicher Richtung nördlich der Hellwegstraße. Bei Dorstfeld biegt es nach Norden um bis in die Gegend von Mengede, wo es die nordwestliche Richtung einschlägt, um dann in das westlich ziehende Emschertal einzutreten. Das Hellweger Tal ist bei Soest am breitesten, östlich Dortmund beträgt die Breite etwa 3 km, die sich infolge der Einmündung der Emscher auf Dorstfeld zu sogar etwas vergrößert. Nach der Umbiegung nach Norden ist es wesentlich schmaler, die Breite übersteigt gewöhnlich nicht 2,5 km. Erst beim Eintritt in das Emschertal verbreitert es sich wieder auf 4,8 km. Für diesen Wechsel sind stratigraphische und tektonische Verhältnisse verantwortlich⁶⁸⁾. So bieten die Emscherschichten quer zu ihrer Schichtung der Ausräumung größeren Widerstand. In seiner ganzen Anlage ist das Hellweger Tal als Längstal anzusprechen. Zwar sieht Krusch in diesem Längsausraum eine jungdiluviale Anlage ohne ein einheitliches Flußsystem. Dennoch möchte ich mich der Auffassung von Schulte⁶⁹⁾ anschließen, der dem Hellweger Tal ein spätertertiäres Alter zuweist. „Kiesreste des Flusses, der dieses Tal einst durchfloß, sind uns nicht bekannt. Entweder sind sie nicht erhalten, oder aber, was ich vermute, wir können sie nicht erkennen. Das ganze Längstal nördlich der Haar ist sehr tief ausgeräumt und später mit diluvialen Lockermassen ausgefüllt worden. Die Bohrung Tölle bei Geseke kam erst bei 18 m in das anstehende Kreidegebirge. Gerade diese große Tiefe der Talrinne und dazu die Gestaltung der Talhänge zeugen für eine Anlage des Tales in einer Zeit, als das Sauerland noch nicht emporgewölbt war . . . Gewiß hat bei dieser Formung der Ufer auch die Lagerung der Kreide eine gewisse Rolle gespielt, aber die exzentrische Lage der Zuflüsse und die ähnlichen Formen des Talzuges Alfte-Möhne veranlassen mich, auch dem Hellwegtal ein tertiäres Alter zuzuschreiben. Die Richtung der diesen alten Tälern zufließenden Wasser muß ostwestlich gewesen sein. Bei der Spitzen Warte fand ich mehrere Gerölle, die nur aus der südlichen Egge stammen können: Buntsandstein und Neocomsandstein. Daß die Flußrichtung ostwestlich gewesen sein muß, ergibt sich auch noch aus anderen Erwägungen. Das Eggegebirge bestand schon, während der Niederrheintalgraben die Erosionsbasis darstellte. Nach der Aufwölbung des Sauerlandes wurden diese Täler verlassen. In der neuen Abdachungsrichtung des Geländes wurden neue Täler zur neuen einzelnen Erosionsbasis angelegt oder bisherige Zuflüsse zu Haupttälern vergrößert.“

Die Funktion des alten Hellweger Tales hat heute die obere und mittlere Lippe übernommen, die von dem Hellweger Tal durch die niedrigen Kreidehöhen von Großderne bis Lippstadt getrennt wird. Ihr heutiger zickzackförmiger Verlauf lehnt sich dabei nicht eindeutig an die von Westen nach Osten ziehenden stratigraphischen Grenzen an, dennoch liegt auch ihr Tal bis Lünen durchweg in weichen Schichtpaketen. Obgleich die Entwicklungsgeschichte in den einzelnen Abschnitten nicht gleichmäßig erforscht ist, kann doch wohl als sicher angenommen werden, daß die mittlere Lippetalung schon vor der Saalevereisung bestanden hat. Die damalige Talsohle, die der Geschiebemergel des zweiten Glazials auskleidet, liegt 20—30 m unter der jetzigen. Nur im Quellgebiet scheint sie nach der Lage der älteren Beke-schotter 30—40 m über dem jetzigen Bett gelegen zu haben⁷⁰⁾. So ist auch wohl die im Emscher angelegte Mastholter Niederung zwischen dem Delbrücker Rücken und den Beckumer Höhen schon präglazial vorhanden gewesen, so daß Ems und Lippe hier nur durch niedrige Bodenwellen getrennt waren.

67) Krusch, Ruhrkohlenbecken, 1904.

68) Krusch, Erl. Bl. Dortmund, 1909, 1.

69) Schulte, Almegebiet, 1937, 41 ff.

70) Stille, Erl. Bl. Altenbeken, 1904.

Immerhin ergibt sich für unsere Betrachtung die bedeutsame Tatsache, daß das Hellweg-Gebiet vier parallel laufende bodenplastische Kleinräume enthält: 1. die Haarabdachung, 2. das Hellweger Tal, 3. die Kreidemergelhöhen und 4. die Lippetalung. Diese Aufteilung wurde im Laufe des Diluviums verwischt, aber nicht ganz vernichtet.

Gegenüber der sehr einfachen, dem Ausstreichen der weichen Schicht entsprechenden Anlage der drei Haupttäler auf der Hellwegebene besitzt der Südwesten eine Reihe scheinbar willkürlich angeordneter Talungen. Dennoch sind auch hier einige auffällige Parallelitäten mit der von uns geschilderten präglazialen Schichtstufenlandschaft vorhanden, wenn auch damit nicht alle Besonderheiten erfaßt sind. Mit Einschluß der Ruhr kann man sechs große Talungen unterscheiden, die ab und zu durch Quertäler miteinander verbunden sind.

Das Tal der Ruhr liegt wie das der Möhne heute ganz im Südergebirge. Nach Goebels Untersuchungen wurde es ursprünglich als direkte Fortsetzung des Möhnetales in den weichen Schichten des Labiatusmergel angelegt und entspricht den isoklinalen Talungen des Hellweges. Wichtiger ist in unserm Zusammenhang die Tatsache, daß die Ruhr um die Wende Tertiär-Diluvium bei Witten nach Norden abgog. Davon zeugen die heute unter Löß liegenden Höhengschotter bei Castrop-Bochum und Essen, die der oberen Stufe der Hauptterrasse zugeordnet werden⁷¹⁾. Auf die weichen Kreideablagerungen hat hier die Ruhr gleichsam einen gewaltigen Schotterfächer abgelagert. Wegen ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber den abtragenden Kräften bauen die Schotter heute das 110—140 m hohe Castroper Plateau und die Kuppen und Rücken bei Essen auf, die wiederholt der sanft zur Emscher abdachenden Ebene aufsitzen. Durch diese Vollformen unterscheidet sich der westliche Hellweg grundsätzlich von der durch keinerlei Kuppen gestörten tischebenen Abdachungsfläche des Haarstranges, und nur so erklärt sich auch das kapartige Vorspringen der 100-m-Isohypse nach Norden. In gewisser Weise stellt die Castroper Platte eine quer zum Hellweg verlaufende Sperre dar, und es erscheint mir beachtenswert, daß gerade dort das von Osten kommende Hellweger Tal nach Nordwesten umbiegt. Nach Ansicht von Kukuk⁷²⁾ hat bei der Ablagerung der Höhengschotter das Emschertal noch nicht bestanden. Ob die Wässer der Ruhr „damals weiter nach Westen durch das Flachland abgeströmt sind, um etwa bei Steele wieder in das Gebiet des heutigen Ruhrtales zurückzukehren oder sogar nördlich an Essen vorbei unmittelbar das Rheintal zu erreichen, ist nicht bekannt“.

Das folgende Längstal der Emscher schließt sich in seinem Verlauf aufs engste an den Recklinghauser Landrücken an: es ist gewissermaßen das am Traufhang entwickelte Saumtal. Heute wird das zwischen 3 und 6 km breite Tal von der verhältnismäßig sehr kleinen Emscher durchflossen. Bemerkenswert ist der Abschluß dieser Talung im Osten und Westen. Im Osten entwickelt sich das heutige Emschertal aus dem bei Dortmund nach Nordwesten umbiegenden Hellweger Tal. Nur füllt sein alluvialer Talboden heute nicht die ganze Breite aus. Zudem ist das Gefälle des heutigen Emschertales etwas stärker als das des Hellweger Talbodens. Zum andern besteht nach Nordosten eine Verbindung mit dem Lippetal, und zwar nach der heutigen Topographie von Henrichenburg über Meckinghoven und Haus Loringhoff nach Holthausen, wo eine unter 60 m liegende Einmündung besteht, die heute der Dortmund-Ems-Kanal benutzt. Doch kann man ebenso gut eine direkte Verbindung Henrichenburg-Waltrop-Lünen annehmen. Dieser östlich gerichtete Talzug würde insofern begründet sein, als in der Nähe von Waltrop geschichtete, fluviatil abgelagerte Sande gefunden wurden, die nach Höhenlage und Bodenbildung älter als

71) Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengebiet, 1938, 484.

72) Kukuk, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengebiet, 1938, 484.

die vorletzte Vereisung sind ⁷³⁾. Diese vermutete präglaziale Verbindung von mittlerer Lippe und Emscher würde auch dem Verlauf einer heute nicht mehr bestehenden Schichtstufe entsprechen, die von Suderwich-Henrichsburg bis Alt-Lünen den Recklinghauser Rücken mit den Kappenbergen verbinden würde. — Im Westen durchstößt die Emscher bei Osterfeld die Haupt- und Mittelterrasse des Rheins in einem sehr schmalen, durchbruchartigen Tal. Die Verengung wird schon hervorgerufen durch die aus Kreide bestehenden, südlich von Bottrop hart an die Emscher herantretenden Höhen des Vonder- und Donnersberges, die hier als kleine Schichtstufe erscheinen. Sie ist um so auffälliger, weil kurz vorher bei der Einmündung des Boyebaches die Emschertalung noch eine Breite von 3,5—4 km aufweist und entlang der Boye weit nach Norden vorstößt. Letzteres ist wiederum um so beachtlicher, als der Boyebach spitzwinklig der Emscher entgegenfließt. Erst weiter oberhalb dreht er nach Norden um. Wahrscheinlich stand er, wie Udluft auf Grund der Talsande vermutet ⁷⁴⁾ über Overhagen bei Kirchhellen mit dem zur Lippe fließenden Bach kurz vor der zweiten Vereisung in Verbindung. Der ausräumenden Tätigkeit dieses Nordabflusses ist es zu danken, daß hier die aus widerstandsfähigen Schottern aufgebaute, 80 m hohe Rheinauptterrasse mit einer deutlichen Erosionsstufe nach Osten abfällt. — Aus den bisherigen Darlegungen geht hervor, daß das Emschertal schon vor der zweiten Vereisung bestanden hat, aber noch nicht zur oberen Hauptterraszenzeit angelegt war. Dem entsprechen auch die bis jetzt aufgefundenen Nieder- und Mittelterrassen, während die Hauptterrasse und alle höheren Stufen weder als Ablagerungen noch morphologisch erhalten sind. Wie das Ems- und Hellwegtal war das Emschertal im Präglazial erheblich tiefer eingesenkt und wurde durch diluviale Kiese und Sande ausgefüllt. Trotzdem ist noch in der heutigen Verteilung von Hoch und Tief das präglaziale Relief deutlich zu erkennen: Flächen, die damals schon als Hochflächen ausgebildet waren, stellen auch heute noch Höhen vor, während die damals bereits ausgebildeten Talflächen unverändert Talflächen blieben.

Nicht so auffällig tritt das von Wegner ⁷⁵⁾ angeführte Erkenschwicker Tal hervor. Es beginnt bei Datteln und zieht über Erkenschwick, Oer, Sinsen nach Sickingmühle südlich von Lippramsdorf. Heute wird es nach zwei Seiten hin entwässert, durch den Mühlenbach nach Osten und den Großen Bach nach Westen. Die Talwasserscheide liegt bei Erkenschwick in 80 m Höhe. Das Erkenschwicker Tal verläuft also weitgehend parallel mit dem Trauf der Halterner Schichtstufe. Wegner hält es in seiner Anlage ebenfalls für präglazial. Doch ist es allem Anschein nach nicht so stark ausgetieft gewesen wie die anderen Talungen und wird auch wohl nur vorübergehend einige Bedeutung gehabt haben. Heute ist es ausgefüllt von Flugdecksanden, aus denen vereinzelte Grundmoränefetzen und fluvioglaziale Bildungen (Vorschüttande) hervorragen ⁷⁶⁾. Auffälligerweise wird in neueren Arbeiten auf dieses Tal nicht mehr hingewiesen. Wenn es auch von untergeordneter Bedeutung und bei einer naturlandschaftlichen Gliederung nur als Grenzsaum zu werten ist, so wirft es doch ein bezeichnendes Licht auf die bisher wenig erforschten Zusammenhänge zwischen der präglazialen Schichtstufenlandschaft und ihrem Talsystem. Leider fehlen jegliche Anhaltspunkte für den weiteren Verlauf nach Nordwesten. Die naheliegende Vermutung, daß es sich über Lembeck-Rhade nach Borken fortgesetzt habe, würde zwar in das allgemeine Schema der Schichtstufenlandschaft passen, doch gibt es dafür keinerlei sichere Hinweise. Vielmehr mündet es wie der einstige Nordwestabfluß der Emscher über Overhagen in die weite Dorstener Ebene, die wie Wegner ⁷⁷⁾ sich einmal ausdrückte, wie eine seeartige Erweiterung anmutet, ohne daß er die Hintergründe dieser Bezeichnung aufdeckt.

⁷³⁾ Udluft, Diluvium des Lippetales, 1933, 39.

⁷⁴⁾ Udluft, Erl. Bl. Bottrop, 19.

⁷⁵⁾ Wegner, Granulatenkreide, 1905.

⁷⁶⁾ Vgl. Geol. Blatt Recklinghausen.

⁷⁷⁾ Wegner, Granulatenkreide, 1905.

Die schon bei dem Erkenschwicker Tal angedeutete Nordwestrichtung findet sich am ausgeprägtesten bei dem Halturner und Merfelder Tal. Abgesehen von dem kleinen Abschnitt Lippborg-Dolberg am Mittellauf findet sich diese Richtung bei der Lippe erst von Lünen bis Haltern. Auf diesem Abschnitt durchbricht also das Lippetal die von uns vermuteten Recklinghauser und Haarder Schichtstufen. Bis zur Linie Datteln-Olfen beherrscht die Lippe heute allein das breit angelegte Tal, durch einen schmalen Höhenzug von dem parallel verlaufenden breiten Stevertal, das bei Selm beginnt, getrennt. Dann beginnt das eigentliche Halturner Tal, das Stever und Lippe zugleich durchfließt. Es trennt die Borkenberge von der Haard, ist durchweg 4 km breit und liegt mit seinem Talboden in 40—50 m Höhe. Unter den Decksanden befindet sich Grundmoräne, in der zum Teil Brodelböden ausgebildet sind⁷⁸⁾. Im Westen riegelt die Hohe Mark dieses Tal ab, das sich hier verzweigt, einen schmalen Arm entlang der heutigen Lippe nach Südwesten schickt, die Hohe Mark und Haard trennt und durch ein nordöstliches Quertal (von Sythen) die Verbindung mit der Merfelder Talung aufnimmt. Dieser sehr breite Ausräum, ausgefüllt mit Tal-sanden, Flach- und Hochmooren, zieht von den Borkenbergen im Südosten bis Nord-velen—Stadtlohn im Nordwesten parallel zu dem Dülmener Landrücken. Heute gehört die Talung zu zwei Flußsystemen; der überwiegende Teil ist durch Heubach und Mühlenbach über das Sythener Quertal der Lippe tributär, während im Nordwesten die Berkel mit ihren kleinen Nebenbächen eingreift.

Im Gegensatz zur Emscher- und Hellweger-Talung kann die Anlage des Halturner und Merfelder Tales nicht durch unterlagerndes, weiches Gestein erklärt werden. Höchstens haben beim Merfelder Tal die harten Sandkalke der Dülmener Stufe die Richtung beeinflußt. Dagegen sind für das Halturner Tal in keiner Weise solche Gesichtspunkte geltend zu machen. Schon dieser Umstand spricht dafür, daß das Halturner Tal in seiner Entstehung nicht mit dem Relief der von uns angenommenen Schichtstufenlandschaft in Zusammenhang zu bringen ist, während das Dülmener Tal als ein schon der präglazialen Schichtstufenlandschaft eigenes Formenelement anzusprechen ist, wenn es auch seine Ausgestaltung glazialen Kräften zu verdanken hat. Diese Annahme wird gerechtfertigt, wenn wir die letzte große Talung, die von der unteren Lippe von Haltern bis zur Mündung durchflossen wird, das Dorstener Lippetal, kurz betrachten. Ab Haltern ist die Lippe wieder nach Westsüdwest gerichtet. Dabei lehnt sie sich nicht an den Trauf einer Schichtstufe an, sondern durchbricht in einem engen Tal die einstige Verbindung zwischen der Hohen Mark und der Haard. Dann weitet sich ab Lippramsdorf das Tal bis nach Schermbeck, um von hier in einer Art Durchbruchstal die Hauptterrasse des Rheines zu queren. Auf Grund vergleichender Terrassenuntersuchungen kommt Udluft⁷⁹⁾ zu dem Schluß, daß der untere Lauf der Lippe schon zur oberen Mittelterrassenzeit, also präglazial, angelegt war. Infolge rückschreitender Erosion hatte die Lippe nicht nur die Hauptterrasse des Rheins, sondern auch die Schichtstufe zwischen der Haard und der Hohen Mark durchsägt und reichte etwa bis zum Dörfchen Hamm unterhalb Haltern. Diesem kurzen Fluß wurden die auf der Lembecker Ebene und dem Recklinghauser Höhenzug angelegten Flüsse tributär, die im Norden die weichen Schichten ausräumten, während die Hauptterrassenschotter des Rheins der Abtragung größeren Widerstand entgegensetzten. So entstand die Lembecker Ebene durch Ausräumung kurz vor der zweiten Vereisung im Mittelterrassenniveau. Zur selben Zeit entwässerte der Mittellauf der Lippe von Lünen über Waltrop ins Emschertal, so daß hier ein durchgehender Saumfluß entlang der Recklinghauser Schichtstufe von den Kappenbergen bis nach Gladbeck bestand. Damals wird auch schon das Dülmener Tal bestanden haben, dessen Entwässerung nach Nordwesten zum Rhein hin ge-

⁷⁸⁾ Steusloff, Brodelböden, 1941.

⁷⁹⁾ Udluft, Lippetal, 1933.

richtet war. Wieweit diesem Tal der Halterner Abschnitt tributär war, und ob schon ein kleiner Nebenbach in nordwestlicher Richtung über das Sythener Quertal ins Dülmener Haupttal floß, darüber ist noch nichts auszusagen. Die entscheidenden Umformungen brachten erst die Schmelzwässer, die während des Zurückweichens des Gletschers das Halterner und Dülmener Tal benutzten und ausweiteten. Daß das Tal Selm—Olfen—Hullern—Dülmen bzw. Hausdülmen—Maria-Veen—Gescher—Stadtlohn als eiszeitlicher Abflußweg, d. h. als Urstromtal aufzufassen ist, dafür sollen nach Udluft⁸⁰⁾ sprechen: 1. „die Parallelität mit der sogenannten Münsterschen Endmoräne (Geist bei Münster—Hohe Ward—Albersloh—Sendenhorst), 2. daß das Stevertal vor dieser Endmoräne beginnt, wie die Beyenburgsche Kartierung um Münster ergeben hat, 3. daß Grundmoränenreste in diesem Talniveau liegen, ohne daß sie morphologisch von den umgebenden Talsanden verschieden wären, 4. daß im Gegensatz zu den Sanden der Niederterrasse in diesen Talsanden immer wieder z. T. recht beträchtliche Geschiebe gefunden werden können, 5. daß dieses Tal einen Durchmesser besitzt, der in keinem Verhältnis zu den durchfließenden Gewässern steht (Steuer, Heubach, Mühlenbach, Berkel), 6. (und dieser Hinweis gibt eine sehr wichtige Parallelisierung) daß das Stevertal von Selm einer Lippemittelterrasse entspricht“. Zwar wird heute die Existenz einer Münsterschen Endmoräne bestritten, doch das würde der Deutung des Dülmener Haupttales als eines Schmelzwasserabflußweges nicht unbedingt im Wege stehen. Den Schmelzwässern ist die weitere und stärkere Austiefung des Halterner und Dülmener Tales zu verdanken, so daß die Wasser der Lippe ebenfalls von Lünen ab diesen Weg nahmen. Erst in der nach dem Rückzug des Eises einsetzenden Erosionsperiode hat dann die untere Lippe den Höhenrücken zwischen Hoher Mark und Haard vollständig durchschnitten, das Halterner Tal an das untere Lippetal angeschlossen und in dem Dülmener Tal zumindestens zwischen Velen und Haltern die Entwässerungsrichtung umgekehrt.

Auch im Kernmünsterland fehlt es nicht an Hohlformen, nur sind sie hier als Flachsennen ausgebildet. Drei solcher Senken lassen sich unterscheiden. Sie halten, was nicht immer gleich deutlich wird, durchweg entsprechend der Stratigraphie die Nordwestnordrichtung ein. Am klarsten ist das bei der Hohenholter Senke, zwischen den Baumbergen und den Altenberger und Burgsteinfurter Höhen. Sie ist, wie das Dülmener Tal, zwei Flußsystemen tributär, im Südosten über die Münstersche Aa der Ems und im Nordwesten über die Steinfurter Aa der Vechte. Die Senke ist aufgefüllt mit Grundmoräne, die stellenweise von Deck- und Lössanden überzogen ist.

Von den beiden andern Flachmulden tritt bei der Lüdinghauser Flachmulde die Nordwestrichtung am besten hervor. Wohl durchfließt die Steuer diese Hohlform von Senden über Lüdinghausen von Norden nach Süden, doch wenn man die Umrisse der Senke, die etwa durch die 60-m-Isopyse wiedergegeben wird, verfolgt, dann umrandet diese ein Viereck, das mehr der Nordwestnordrichtung zuneigt und das die Steuer diagonal durchquert. Diese Richtung lehnt sich offensichtlich an stratigraphische Strukturen an.

Die eigenartigste Flachsenna bildet die Davert. Sie schiebt sich, wenn wir wiederum die 60-m-Isopyse zugrunde legen, von Norden buchtartig in das Werseplateau ein. Im Nordosten wird sie durch eine Kalkmergelschwelle begrenzt, die von Alverskirchen nach Sudmühle bei Handorf verläuft, während die nordwestliche Grenze weitgehend mit dem Tal der Münsterschen Aa, das hier am Rande der Hohenholter Senke die nordöstliche Richtung innehält, übereinstimmt. In dieser Umrandung gleicht das Gebiet einem Quadrat, das wiederum in diagonalen Richtung von der Werse durchzogen wird. Heute ist diese Flachsenna von diluvialen

⁸⁰⁾ Udluft, Lippetal, 1933, 53.

Ablagerungen zugedeckt, unter denen Nachschüttande überwiegen, die Wegner als Sander der Münsterschen Endmoräne zuordnet.

Durch das Sendener Tal steht die Davert mit der Lüdinghauser Flachmulde in Verbindung, die wiederum durch das Selmer Quertal mit dem Halterner Tal verbunden ist. So ergibt sich eine mit Sanden ausgefüllte Quersenke, die das Mukronatenplateau von Nordosten nach Südwesten durchzieht. Diese Quersenke ist aber nur scheinbar; denn sie setzt sich aus zwei Flachmulden zusammen, die nur durch Quertäler verbunden sind. Letztere mögen ihre Ausformung glazialen Schmelzwässern verdanken, während die Flachmulden allem Anschein nach schon präglazial angelegt waren.

Im nordwestlichen Münsterland fehlen heute solche Senken. Sie sind, wenn sie bestanden haben sollte, heute weitgehend mit glazialen Ablagerungen zugeschüttet und erscheinen als Ebenheiten.

Die eingehende Beschreibung der präglazialen Voll- und Hohlformen bezweckte dreierlei. Erstens sollte die Bucht als Gesamterscheinung in ihrer Eigenart als Schichtstufenland verdeutlicht werden. Dabei konnten wir feststellen, daß Anlage und Verlauf der Stufen und der sie begleitenden Talungen und Ausräume aufs engste mit dem Muldenbau und der faziellen Ausbildung der Schichten und ihrer Anordnung zusammenhängen. Zum zweiten war die Absicht, wichtige, für das heutige Landschaftsbild entscheidende formenkundliche Unterschiede aufzuzeigen. Sie bestehen darin, daß die Vollformen heute als Bergplatten, Landrücken, Hügel, Kuppen und niedrige Schichtücken, hingegen die alten Ausräume als Talungen, Flachmulden und Flachsenken entwickelt sind. Und zum dritten sollten Verlauf, Form und Höhenlage der behandelten Erscheinungen Kriterien zu einer morphographischen Gliederung der Bucht vermitteln.

Hinsichtlich der Raumlagerung ist zunächst festzuhalten, daß die Ansetzung der Lippe-Emscher-Linie als Landschaftsgrenze auch morphogenetisch und geologisch zu rechtfertigen ist. Sie trennt den vorwiegend aus Senon und Emscher aufgebauten Norden, das Münsterland, vom dem aus Cenoman, Turon und Emscher zusammengesetzten Süden, dem Hellweger und Paderborner Gebiet. Dadurch wird in gewisser Weise die alte Auffassung von der landschaftlichen Zwei- bzw. Dreigliederung der Bucht bestätigt, so daß der Name Münsterland bei der folgenden Gebietseinteilung in seiner alten Abgrenzung beibehalten werden kann. Doch ist nicht zu übersehen, daß die Lippe-Emscher-Linie nicht die wichtigste Grenze ist, sondern nur eine von vielen. Zudem spiegelt ihre Richtung nur eine der maßgebenden Strukturlinien innerhalb der Bucht wider. Will man Landschaftsgebiete aussondern, so muß man von der Gesamterscheinung der Schichtstufenlandschaft ausgehen, die durch den Muldenbau und die Lage der Schichten bedingt ist, oder, anders ausgedrückt, man muß eine radiale, sektorartige Anordnung der Landschaftsgebiete um einen zentralen Kern anstreben. So betrachtet, lassen sich vorläufig sieben Gebiete unterscheiden.

Als zentrales Gebiet ist das aus obersenen Schichten aufgebaute ellipsenförmige Kernmünsterland anzusehen, das von mehr oder minder deutlichen Geländestufen umgrenzt wird. Es umfaßt die klar ausgeprägte Schichtstufenlandschaft des Beckumer Landes im Südosten, das durch Bergebenen, Landrücken, Aufwölbungen und Senken charakterisierte Billerbecker Gebiet im Nordwesten und das innere Stever-Werse-Plateau, das Lüdinghauser Gebiet mit seinen beiden durch Quertäler verbundenen Flachmulden. Nach Nordosten wird es umrahmt von dem Ostmünsterland, in dem Schichtstufen nur eine untergeordnete Rolle spielen, während breite, in den Tonmergeln des Emschers und der Granulaten angelegte Ausräume das Oberflächenbild beherrschen. Dagegen erhält das Nordwestmünsterland sein Gepräge durch zahlreiche

Schichtrücken, die die Umgebung um 10—15 m überragen. Dieses Formenelement ist trotz seiner Kleinheit für das natur- und kulturlandschaftliche Gefüge so entscheidend, daß es als Kriterium für die Abgrenzung der Bucht nach Westen und für die Aufstellung eines selbständigen Landschaftsgebietes herangezogen werden kann. Das Südwestmünsterland (unteres Lippegebiet) erhält hingegen seinen Charakter durch die fächerförmige Anordnung von Talungen und Schichtrücken sowie von aufgelösten Hügel- und Kuppenreihen.

Die Landschaften südlich der Emscher-Lippe gruppieren sich zu drei Gebieten. Das Hellweggebiet reicht von Dortmund bis Paderborn. Seine Eigenart beruht in der Ausbildung von westöstlich ziehenden Geländestufen und Talungen. Der Südosten, die Paderborner Hochfläche, setzt zwar in gewisser Weise noch den Haarstrang fort, doch es verzweigt sich hier der Trauf in eine Cenoman- und eine Turonstufe, die zudem nach Norden umschwenken, um sich erst im Lippischen Wald wieder zu nähern. Dazu fehlen hier alte, breite Talungen, und die Bergplatten erreichen eine Höhe von 300—400 m, so daß dieses Gebiet als einziges in die unterste Höhenstufe einzuordnen ist. Im Westen wird durch das nach Norden umbiegende Hellweger Tal vom Hellweg-Gebiet das kleine Bochumer Gebiet abgetrennt. Ihm fehlen Schichtstufen und Talungen. Die Südgrenze bildet der stufenartige Abfall des Ardey und des Hattinger Hügellandes, während im Norden die Emschertalung das Gebiet abgrenzt. Seine Höhenverhältnisse werden wesentlich durch die als Härtinge emporgelagerten Schotter der alten Ruhr abgeändert. Diese Gebietsgliederung besitzt aber nur vorläufigen Wert, sie wird sich bei der Betrachtung der anderen Erscheinungen noch in einigen Punkten ändern.

b) Die quartären Deckschichten und Formen (Abb. 8, 9)

In der Saale-Eiszeit war die ganze Westfälische Bucht mit Eis überdeckt. Die Südgrenze der Vergletscherung lag im Südwesten schon im Südergebirge, wie endmoränenartige Bildungen bei Selbecke, Kettwig an der Ruhr, bei Kupferdreh und bei Blankenstein beweisen. Von dort verläuft die Südgrenze der nordischen Geschiebe über Hattingen, Weimar nach Crengeldanz nördlich von Witten weiter über Löttringhausen, Hörde nach Fröndenberg. Von hier folgt sie dem Haarstrang etwa auf der von Dechen vorgezeichneten Linie über Lendringsen südlich von Soest, Alten-Mellrich nach Kellinghausen. Auf der Paderborner Hochfläche hat Schulte⁸¹⁾ die Geschiebegrenze genauer festgelegt. Vom Haarstrang kommend, zieht sie südlich von Büren, Wünnenberg und Fürstenberg und umfaßt das gesamte Sintfeld, dann biegt sie nach Norden um und verläuft über Dalheim, Ebbinghausen nach Dahl, ohne die ganze Turonplatte einzuschließen.

Wichtig für die Verbreitung glazialer Bildungen sind die Stillstandslagen. Mit ihnen hängen zum Teil die Kiessand-Kuppen und -Rücken zusammen, die sich in der Bucht zu vier Reihen zusammenschließen. Die südliche Reihe liegt schon zum Teil im Südergebirge, sie bildet die östliche Fortsetzung jener Stauchmoränen, die sich von der Zuidersee über Hilversum, Amersfort, Rhenen, Nymwegen, Kleve, Kalkar bis Krefeld verfolgen lassen. Rechts des Rheines sind diesem Amersforter Stadium nur kleine Kieskuppen zuzuordnen, die bis Unna in Resten zu beobachten sind. Bärtling⁸²⁾ unterscheidet einen Duisburger, Essener, Bochumer, Dortmunder und Unnaer Bogen. Zweifellos sind diese Kieskuppen als Endmoränenbildungen zu deuten, die zugleich die äußerste Grenze der Vergletscherung angeben.

⁸¹⁾ Schulte, Almegebiet, 1937.

⁸²⁾ Bärtling, Die Endmoränen, 1913 und 1920.

Daß sie weiter östlich nicht mehr erscheinen, mag mit der stärkeren jungdiluvialen und alluvialen Abtragung am Hellweggebiet und auf der Paderborner Hochfläche zusammenhängen.

Unklar ist hingegen die Deutung der Kieskuppenreihe auf dem Recklinghauser Landrücken. Von Kirchhellen im Westen bis nach Recklinghausen im Osten finden sich zahlreiche Kiesgruben, die durchweg geschichtete Sande mit Kiesnestern enthalten, die nur ab und zu durch Bänder von Geröllen und Geschieben, unter denen nordische Granite und Feuersteine aus der Kreide des Ostseegebietes besonders hervortreten, unterbrochen werden. Stellenweise bilden die Sande und Kiese einen schwachen Höhenrücken, der durchweg in nordsüdlicher Richtung verläuft. Wegen der Ähnlichkeit ihres Aufbaus mit dem Münsterschen Kiesrücken und der westöstlichen Reihung möchten Udluft und Breddin⁸³⁾ in den Bildungen zwischen Westerholt und Hochlar „endmoränenartige“ Formen sehen, während die Kiesrücken „auf der Herne“ bei Recklinghausen und bei Haus Brabeck bei Kirchhellen von Bärtling⁸⁴⁾ und von Udluft⁸⁵⁾ als Oser gedeutet werden, da die Rücken durchweg senkrecht zum Eisrande verlaufen. Danach kann von einem Recklinghauser Endmoränenzug wohl kaum die Rede sein.

Sehr umstritten ist der Münstersche Kiesrücken. Er zieht sich in einem nach Nordosten offenen Bogen von Hoest östlich von Ennigerloh über Sendenhorst, Albersloh, Hilstrup, Münster, Kinderhaus bis Sprakel, um dann nach Nordwestnord abzubiegen und über Ahlintel nach Neuenkirchen zu verlaufen. Die Breite des Kiesrückens wechselt, und ebenso schwankt die absolute und die relative Höhe. Die Rücken und Kuppen setzen sich aus geschichteten Sanden, Granden und seltener aus Kiesen zusammen. Blockpackungen sind nicht sehr häufig. Bemerkenswert ist, daß die Sande in einer breiten Rinne lagern, die in den präglazialen Kreideuntergrund eingelassen ist und ein allgemeines Gefälle nach Nordnordwest zeigt. Doch ist letzteres sehr gering, beträgt es doch von der Hohen Ward bis zum Wasserwerk Ochtrup auf 60 km nur 15 m. Im Gegensatz zu den andern Kieskuppen innerhalb der Bucht ist der Münstersche Wallbergzug wegen seiner Größe und Höhe nicht nur für die naturlandschaftliche Ausstattung wesentlich, sondern als Träger großer Eschfluren ist er ebenso bedeutsam für das kulturlandschaftliche Gefüge⁸⁶⁾.

Nach Ansicht von Wegner⁸⁷⁾, der diesen Wallbergzug zuerst untersuchte, soll es sich um einen Endmoränenbogen handeln, der während einer Stillstandslage entstanden sei. Die aus dem Eise kommenden Wässer wuschen eine Rinne in den Untergrund, die dem Eisrande parallel verlief. Diese Rinne wurde dann später von dem Schuttmaterial der Gletscherbäche ausgefüllt. Der zugehörige Sander bedeckte die Davert, und die Stever leitete als Urstromtal die Schmelzwässer ab. Gegen diese Auffassung, der sich auch Bärtling, Beyenburg⁸⁸⁾ und Udluft⁸⁹⁾ anschließen, haben Wolff⁹⁰⁾, Woldstedt⁹¹⁾ und zuletzt Schneider⁹²⁾ wichtige Einwände erhoben. Sie sehen in dem Kiesrücken eine os- oder kamesartige Bildung. Gegen die Endmoränennatur spricht nach ihrer Meinung:

1. die Lage, die sich nicht in die Ostwestrichtung der beiden bisher anerkannten Stillstandslagen des Amersforter und Rehburger Stadiums einordnen läßt. Letztere

⁸³⁾ Udluft u. Breddin, Erl. Bl. Recklinghausen, 1937, 43.

⁸⁴⁾ Bärtling, Erl. Bl. Herne, 1932, 31.

⁸⁵⁾ Bärtling u. Udluft, Erl. Bl. Bottrop, 1937, 52.

⁸⁶⁾ Sendenhorster Esch (70,3 m), Alster Esch (63 m), Hohe Ward-Wald, Geist südl. von Münster-Esch (71,3 m), Jüdefelder Esch nördlich von Münster, Sandruper Esch (53,1 m), Ahlinteler Esch (55,7 m).

⁸⁷⁾ Wegner, Stillstandslage, 1910, Endmoränen, 1909.

⁸⁸⁾ Beyenburg, Endmoränen und Talsande, 1934.

⁸⁹⁾ Udluft, Diluvium des Lippetales, 1933.

⁹⁰⁾ Wolff, Glazial-geologische Probleme, 1927.

⁹¹⁾ Woldstedt, Erl. geol.-morphol. Übersichtskarte, 1935.

⁹²⁾ Schneider, Münsterländischer Kiessandrücken, 1938.

deuten auf einen nordwärts gerichteten Rückzug und nicht, wie Wegner meint, auf einen nordöstlichen;

2. das Fehlen einer gut ausgebildeten glazialen Serie: das Vorland zeigt nur stellenweise Sandaufschüttungen in der Davert;

3. das Fehlen von Stauchungserscheinungen, die nach Woldstedt bei Endmoränen zu beobachten und erst nördlich von Neuenkirchen in der von Wegner angenommenen Verlängerung des Münsterschen Wallbergzuges zu finden sind;

4. die Fließrichtung, die, wie Messungen von Schneider ergaben, stets parallel und nicht quer zu dem Rücken verlief. Die Sande und Kiese wurden demnach in einem Wasserlauf abgelagert, dessen Richtung mit dem heutigen Streichen des Kiessandrückens übereinstimmt.

Da nun die Sande und Kiese bis zu einer Höhe von 10 und mehr Metern über die Umgebung emporragen, und zwar — wie Decksande und Steinsohlen beweisen — schon zur Zeit der Ablagerung, können sie nur in einem Spaltenzuge oder Tunnel im Eis abgelagert worden sein. Das heißt, es liegt ein Wallbergzug oder Os vor, dessen Richtung zum Teil durch das präglaziale Relief bedingt wurde. Die auffällige Häufung der Nachschüttands in der Davert und die dadurch bedingte Verbindung mit dem Stevertal mag sich daraus erklären, daß sich hierhin, in eine schon präglazial angelegte Mulde, die Wasser ergossen, als das Toteis abgeschmolzen, der Wallbergzug schon gebildet war und die auf dem Wallberg fließenden Wasser seitlich abglitten und zwei Arme bildeten, von denen sich der eine in die Davert ergoß und hier Sande abgelagerte. So läßt sich nach dem heutigen Stand der Forschung die Wegnersche Auffassung wohl kaum noch aufrecht erhalten.

Einhelliger sind die Anschauungen über die Bildung der Kieskuppen entlang der Fußfläche des Osnings. Wohl hat Schneider gegen ihre Endmoränennatur jüngst Bedenken geäußert, ohne nähere Angaben zu machen. Auch ist die westliche und östliche Fortsetzung des Osningsstadiums bislang nicht gefunden worden, und ebenso fehlen Kieskuppen von Hilter ab nach Südosten. Doch ist hier die Grundmoränendecke mancherorts von auffallender Mächtigkeit, so in der Wistinghauser Senne 10—17 m, südlich von Brackwede 15 m. Auch sprechen die ausgedehnten, mit Feuersteinen durchsetzten Sandflächen der Emsniederung, die bisher stets als Sander gedeutet wurden, für die Existenz einer Osningsstillstandslage⁹³⁾.

Für die naturräumliche Gliederung sind die Kieskuppen nur von untergeordneter Bedeutung. Weit wichtiger sind die flächenhaften Ablagerungen der Grundmoräne (Geschiebelehme), Sander und Löss. Die Grundmoräne besteht aus einem ungeschichteten Gemenge gröbster und feinsten Gesteinsbruchstücke, die von einer kalkig-tonigen Grundmasse, die auch Sandkörner in wechselnder Menge enthält, eingeschlossen wird. Durchweg ist die Grundmoräne bis zu 2 m entkalkt, so daß nur ein braungefärbter, kalkfreier Geschiebelehm übrigbleibt. Dabei kann sich der Tongehalt so weit mindern, daß aus einer tonreichen Ablagerung sandiger Lehm und sogar ein lehmiger Sand entsteht. Neben diesen durch die Auslaugung gegebenen Variationen ist für den bodenmäßigen Charakter der Grundmoräne auch das Grundgestein entscheidend. Stets spiegelt sich der präglaziale Untergrund in dem Mergel-, Kalk- oder Sandgehalt der lokal gefärbten Grundmoräne wider.

Es ist sicher, daß der Geschiebelehm — wenn auch in wechselnder Mächtigkeit⁹⁴⁾ — einst die ganze Westfälische Bucht bedeckte. Doch wurde er in manchen

⁹³⁾ Immerhin ist es möglich, daß die Emsande weit mehr alluvialer Entstehung sind, als man bisher vermutet. Darüber kann erst eine spezielle Untersuchung Aufschluß geben.

⁹⁴⁾ Raesfeld 8 m, Lippetal 16 m, Borken 2,5—3 m, Brackwede 15 m und nur einige Dezimeter.

Gegenden durch jüngere Ablagerungen überschüttet oder durch verstärkte Abspülung fortgeschafft, so daß er heute in den einzelnen Landschaften in verschieden großem Umfange oberflächlich zutage tritt. So gut wie ganz fehlt er im Ostmünsterland, nur inselhaft findet er sich auf dem Delbrücker Rücken und in unmittelbarer Nachbarschaft des Osnings zwischen den nach Südwesten gerichteten Abdachungsflüssen, bei Haustenbeck, Stukenbrock, Gütersloh, Steinhagen, Bockhorst-Diessen, sowie auf den Berg-Fußflächen von Iburg bis Riesenbeck. Hier enthält die Grundmoräne aber verhältnismäßig wenig tonige und lehmige Bestandteile, sondern gleicht einem sandigen Lehm und einem schwach lehmigen Sand. Teilweise ist nur noch an der Häufung von Geschieben die ehemalige Grundmoräne zu erkennen⁹⁵⁾. Eine Ausnahme bildet der Delbrücker Rücken, wo allem Anschein nach der Emschermergel hoch emporragt und auch die Grundmoräne reich an Ton ist. Im Nordwestmünsterland ist ebenfalls die Grundmoräne nur sporadisch vertreten. Erst im Gebiet der Berkel zwischen Ahaus im Norden und Gemen-Velen im Süden nimmt sie große Flächen ein. Auch im Südwestmünsterland bedeckt die Grundmoräne größere Flächen, nur sind die ausgedehnten Grundmoränenflächen der Lembecker Ebene heute vielfach unter Decksanden begraben. Auf den höheren Partien der Haard, der Borkenberge und der Hohen Mark ist die Grundmoräne verschwunden und nach abwärts verlagert. Zudem ist hier die Grundmoräne infolge des Untergrundes sehr sandig entwickelt, und nur ab und zu sind lehmigere Bestandteile beigemischt.

Das eigentliche Grundmoränengebiet der Bucht ist das Kernmünsterland. Zwar sind die Billerbecker und Beckumer Höhen heute weitgehend von der Grundmoräne entblößt, aber schon an den Hängen und erst recht in den ehemaligen Teilen des Stever-Werseplateaus bedecken Geschiebelehme in einer mehr lehmig-tonigen Facies das Gelände. Nur in den Flachmulden der Davert und bei Lüdinghausen sowie entlang der Stever herrschen Sande vor. Südlich der Lippe findet sich Geschiebelehm, vermischt mit Schottern, nur in einem Streifen, der von Paderborn über Gescke, Westernkotten, Ostinghausen, Vellinghausen bis nach Hamm zieht, sich dann verschmälert und nur in kleineren Fetzen entlang der Emscher bis Oberhausen zu verfolgen ist. Stille⁹⁶⁾ beschreibt ihn im Südosten als graublauen, ziemlich sandigen Mergel, der von dünnen Lagen grobkörnigen Sandes durchzogen ist. Bis weit unter Tage ist er völlig entkalkt und in einen lehmigen Sand oder sandigen Lehm verwandelt.

Von großer Bedeutung sind in der Westfälischen Bucht die Sandablagerungen. Ihre zeitliche Einordnung ist sehr erschwert. Schon die Absonderung der jüngeren, weichseleiszeitlichen Talsande von den älteren oder alten, saaleiszeitlichen Talsanden ist nicht befriedigend durchgeführt; und ebenso sind bei den fluvioglazialen Ablagerungen die Vorschütsande von den Nachschütsanden nicht immer eindeutig zu trennen. Für unsere Fragestellung ist die Lösung nicht unbedingt erforderlich, da es uns in erster Linie auf die Verbreitung der Sande ankommt.

Das bedeutendste Sandgebiet der Bucht bildet das Ostmünsterland. Nach den bisherigen Untersuchungen⁹⁷⁾ sind fluvioglaziale wie jungdiluviale Sande in gleicher Weise am Aufbau beteiligt. Echte Sander liegen in unmittelbarer Nähe des Osnings. An sie schließen sich Sandflächen an, die durch eine Geländestufe von dem Sander getrennt werden und in sich selbst ebenfalls durch Geländekanten gestuft sind. An diese Sandebenheiten legen sich dann endlich die jungdiluvialen (vielleicht auch alluvialen) Talsande, die die Ems und Lippe begleiten. Sander und Sandflächen beschränken sich auf ein dreieckiges Gebiet, das bei Brackwede beginnt und im Südosten — sich allmählich verbreiternd — bis an die Lippe reicht. Diese Sandland-

⁹⁵⁾ Keilhack, Erl. Bl. Senne, 1918, S. 14.

⁹⁶⁾ Stille, Erl. Bl. Etteln, 1904, 10.

⁹⁷⁾ Dieninghoff, Obere Emsebene, 1922, Maasjost, Senne, 1933.

schaft, die sich schon durch ihre höhere Lage von der eigentlichen Emssandebene absetzt, trägt den Namen Senne. Die Entstehung der eigenartigen Stufung und der Verebnungen ist noch nicht einwandfrei geklärt. Keilhack⁹⁸⁾ hat folgende Auffassung entwickelt. Der Gletscher rückte von zwei Seiten gegen die Senne vor, der eine Strom über das Wiehengebirge durch die Werretalung bis zur Linie Stukenbrock-Schlangen, der andere von Nordwesten. Er erreichte nicht ganz den Werregletscher, so daß eine eisfreie Bucht in dem Dreieck Neuhaus-Stukenbrock-Schlangen bestehen blieb. Beim Rückzug erweiterte sich die Bucht und reichte im Norden bis Brackwede. In sie ergossen sich die Schmelzwässer, die hier infolge des Abschlusses durch den Teutoburger Wald im Nordosten, die Paderborner Hochfläche im Süden und den Gletscher im Nordwesten einen glazialen Stausee bildeten. Die Schmelzwässer brachten zugleich die im Tertiär entstandenen mächtigen Verwitterungsschichten vom Osning herunter und lagerten sie am und im See ab. Oberhalb und außerhalb des Sees blieben die Sande in sanftgewellten, schuttfächerartigen Bildungen unverändert liegen (= Sander). Am Seeufer entstand eine Strandkerbe, die sich heute als eine Geländekante bemerkbar macht. Sie trennt den eigentlichen Sander von den im See gleichmäßig verteilten Sanden. Diese bilden heute die Einebnungsflächen. Die in ihnen vorkommenden, nicht immer sehr deutlichen Geländestufen bei 170—160 und 150 m will Keilhack aus dem ruckweisen Sinken des Seespiegels erklären, was wiederum mit dem ungleichmäßigen Abschmelzen des Eises zusammenhängen soll.

Im Nordwestmünsterland bedecken jungdiluviale Talsande vor allem die Landschaften nördlich von Ahaus. Nicht immer sind sie hier von den Decksanden gut zu trennen. Dagegen beschränken sich die diluvialen Sandbildungen im Südwestmünsterland in erster Linie auf die breiten Talungen der Emscher, der Halterner Lippe und des Heubaches. Udluft⁹⁹⁾ hat für diese Ablagerungen den Begriff alte Talsande aufgestellt. Sie sind älter als die Weichseleiszeit, enthalten ab und zu Geschiebe, sind aber nicht als Terrassenbildungen aufzufassen. Altersmäßig sind sie etwa der Mittelterrasse zuzuordnen, ohne daß Genaueres ausgesagt werden kann. Im Kernmünsterland beschränken sich die Talsande ohne eindeutige Bestimmung ebenfalls auf die Flachmulden der Davert und um Lüdinghausen, auf die Hohenholter Senke und den Mittellauf der Stever.

Neben den Geschiebelehmen und Sanden, die nördlich der Lippe im Münsterland vorherrschen, tritt als dritte Ablagerung der Löß mit den verwandten Formen des Sandlösses und des Flugdecksandes auf. Für alle drei wird im allgemeinen, abgesehen von einigen wenigen oberflächlich bedeutungslosen Fetzen „älteren Lösses“, die Weichseleiszeit, die sich bei uns nur als Periglazial auswirkte, als Entstehungszeit angenommen.

Der Löß ist weitgehend entkalkt und durchweg nur als Lößlehm erhalten. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt südlich der Lippe. Der Bochumer Hellweg, der Recklinghauser Höhenrücken, die Haarabdachung, das Hellweger Tal und das Sintfeld sind von Löß bedeckt und erhalten durch ihn ihr bodenmäßiges Gepräge. Nördlich der Lippe findet sich Löß nach den bisherigen Feststellungen nur noch bei Haltern und in den Baumbergen. Hier lagert er vor allem an der Ostseite von Poppenbeck über Lasbeck, Natrup, Schapdetten bis Nottuln und Roxel in Dellen und an den unteren Teilen der Hänge in wechselnder Mächtigkeit.

Im engsten Zusammenhang mit der Lößablagerung steht der Sandlöß und der Flugdecksand oder kurz Decksand. Die Flächen des grobkörnigeren Sandlösses, auch Flottsand genannt, sind sehr gering. Sie befinden sich auf dem Recklinghauser

⁹⁸⁾ Keilhack, Erl. Bl. Senne, 1918.

⁹⁹⁾ Udluft, Diluvium des Lippetales, 1933.

Landrücken und umschließen hier den ellipsenförmigen Lößkern. Ferner begegnen sie uns nordwestlich von Haltern und zuletzt in einem 200—500 m schmalen Streifen in der Hohenholter Senke. Ihre Lage bei Haltern und in der Senke östlich der Höhen deutet auf eine westliche Windtrift hin. Das gleiche gilt für die Decksande, die aus feinen¹⁰⁰⁾, ungeschichteten und gleichmäßig gekörnten Sanden von meist hellgelber Farbe bestehen. Beyenburg¹⁰¹⁾ hat sie östlich der Baumberge von Roxel über Münster hinaus verfolgen können. Er nimmt an, daß ihr Material durch Nordwesttrift aus den hannoverschen Emssandgebieten nach hier verfrachtet wurde. Weit ausgedehnter sind Decksande im westlichen und südwestlichen Münsterlande sowie auf der anschließenden Rheinhauptterrasse. Sie bedecken hier die Niederterrassenflächen zwischen Dorsten, Marl und Sinsen und beherrschen weitgehend die Lembecker Ebene, wo sie ein leicht welliges, mit mehr oder minder langgestreckten Buckeln durchsetztes Relief erzeugen. Ihre Mächtigkeit schwankt hier zwischen 20 und 200 cm. In den Halterner Höhen finden sie sich vornehmlich an den Ost- und Nordseiten in Trockentälern und Erosionsrinnen und leiten hier allmählich zu den alluvialen Dünenbildungen über.

Überprüft man die diluvial-glazialen Ablagerungen nach ihrem bodenmäßigen Wert, so ist der Sandlöß zu dem Löß, hingegen der Decksand zu den Sanden zu stellen. Der Wert der Grundmoräne (Geschiebelehm) ist nach dem Untergrund sehr verschieden. Im West- und Ostmünsterland neigt er mehr zu einer sandig-lehmigen Ausbildung, während im Kernmünsterland der Ton- und Lehmgehalt und teilweise sogar der Mergelgehalt einen größeren Prozentsatz einnimmt. Er ist in gewisser Weise dem „Kleiboden“ gleichzusetzen, dem Verwitterungsprodukt der anstehenden Kreidemergel. Beachten wir diese grobe Einteilung, so sind in der Bucht vier bodenmäßig bestimmte Gebiete auszusondern: nämlich Lößlandschaften, Sandlandschaften, Kleilandschaften und Kalklandschaften. Letztere besitzen keinerlei glaziale Bedeckung; bei ihnen ist das Muttergestein allein entscheidend. Dabei deckt sich das Kernmünsterland, abgesehen von den Höhen und Mulden, mit dem Kleigebiet; Ost- und Westmünsterland umfassen die Sandlandschaften, während die Hellwegebene und das Emschergebiet (Bochumer Hellweg und Recklinghauser Landrücken) dem Lößgebiet zuzuordnen sind und Haarhöhe und Paderborner Hochfläche Kalklandschaften darstellen.

Die äolischen Ablagerungen der Diluvialzeit leiten ohne weiteres zu den Dünen der Alluvialzeit über. In der Westfälischen Bucht beschränken sich diese Formen, soweit man überhaupt darüber Auskunft geben kann, auf die Sandgebiete¹⁰²⁾. Besonders häufig sind Dünen im Ostmünsterland von der oberen Lippe bis Rheine und im südwestlichen Münsterland, vor allem nördlich der Lippe, während im nordwestlichen Münsterland Dünen heute nur vereinzelt anzutreffen sind. Die Dünen geben nicht nur reliefmäßig den einzelnen Landschaften ein besonderes Gepräge, sondern sie bestimmen auch den Boden und die Vegetation und sind zugleich wichtige Ansatzpunkte der vorgeschichtlichen Besiedlung. Insofern sind sie auch für das kulturgeographische Gefüge der einzelnen Landschaften maßgebende Raumordner.

Die Dünen des südwestlichen Münsterlandes bestehen aus Sanden, deren Korngröße zwischen 0,4 und 0,2 mm schwankt. Nach Osten ist keine Veränderung bzw. Abnahme der Korngröße festzustellen, so daß ein Rückschluß auf die Windverhältnisse nicht möglich ist. Auch die Form der einzelnen Dünen sagt nichts über Entstehung und Herkunft des Materials aus. Durchweg herrschen unregelmäßige Kuppen- und Rückenformen, die in ihrer Richtung ebenfalls sehr wechseln können. Dagegen

¹⁰⁰⁾ Beim Decksand ist die Korngröße 0,2—1,4 mm, beim Löß 0,05—0,01.

¹⁰¹⁾ Beyenburg, Flugsandbildungen, 1934—35.

¹⁰²⁾ Die Karte entstand auf Grund der wenigen geologischen Meßtischblätter, der topographischen Karten 1:25.000, der Arbeit von Hoerle, Dünen, 1920, und eigener Erkundigungen. Sie gibt nur den heutigen Zustand wieder.

geben Profil und Lage aller Dünen im Verhältnis zu den Rhein-Dünen einige Auskunft. So hat Zöller¹⁰³⁾ festgestellt, daß die Dünen häufig in sich durch eine Humusschicht gegliedert werden. Als Beispiel gibt er folgendes Profil, das in einer Sandgrube beim Bahnhof Peddenberg beobachtet wurde:

- a) bis 4 m mächtiger Dünensand, Windschichtung des hellgelben Sandes gut zu erkennen;
- b) 20—25 cm fußstarke, durch Humus tiefbraun gefärbte Schicht;
- c) 150 cm mächtiger, hellgelber Dünensand, es fehlt jegliche Windschichtung;
- d) 50 cm mächtiger, sandiger, grauer Lehm, stellenweise zarter brauner Ton: Auelehm;
- e) grober, scharfkantiger Sand mit wenigen schmalen Kiesstreifen: Niederterrasse.

Daraus ergeben sich zumindestens zwei Perioden intensiver Dünenbildung (c und a), die durch einen Abschnitt (b), in dem sich eine Pflanzendecke entwickeln konnte, getrennt werden. Zöller setzt die erste Aufwehungszeit (c) gleich mit der Ancycluszeit, der Birken-Kiefernperiode, deren Vegetationsformation eine lichte Baumsteppe war und die etwa von 7800—5600 v. Chr. dauerte. Die Ruheperiode (b) soll der Litorinazeit von 5600—2000 v. Chr. entsprechen, die pflanzengeschichtlich der atlantischen Eichenmischwaldperiode gleichzusetzen ist. Die zweite Aufwehungsperiode (a) fällt in die Zeit des Grenztorfes um 2000, die pflanzengeschichtlich der Bucheneinwanderungszeit, klimatologisch der subborealen Periode und kulturhistorisch der Bronzezeit entspricht.

Besonder aufschlußreich sind Lage und Verteilung der Dünen. Ausgedehnte Dünenfelder liegen rechts des Rheines auf der Niederterrasse und am Rand der Hauptterrasse. Südlich der Lippe sind nur einige Dünenanhäufungen vorhanden, erst ab Duisburg nehmen sie an Ausdehnung zu. Schon daraus ergibt sich, daß als Nähr- und Ausblasungsgebiet nur das Rheintal in Frage kommt und westliche Winde für den Transport des Materials verantwortlich zu machen sind. Zum andern sind die Dünenbildungen jünger als die Niederterrasse, sie entstanden höchstens um die Wende Diluvium-Alluvium. Die Zunahme der Dünenflächen stromabwärts erklärt sich aus der Vermehrung des Sandes in den Ablagerungen des Rheins, den ihm die Emscher und noch mehr die Lippe aus den sandigen Sedimenten der Kreide bringen. — Die Dünengebiete des südwestlichen Münsterlandes stehen nur durch die Dünenketten entlang der unteren Lippe und der Bocholter Aa mit den Rheindünen in Verbindung. Dagegen erscheint die Hauptterrasse als Sperre, obgleich auch hier geringe Reste von Dünen vorhanden sind. Eine Ausnahme macht nur das Gebiet des Rotherbaches, von ihm zieht über Kirchhellen nach Dorsten eine Reihe bedeutender Dünenfelder. An der Lippe reichen Dünen in ziemlich geschlossener Kette bis Buhl, dann setzen sie wieder bei Schermbeck ein und lassen sich von Dorsten bis Hervest am rechten Ufer verfolgen. Bis Haltern ist die Lippestrecke dünenfrei, nur abseits des Flusses, südlich der Lippe und am Westrand der Haard, sind Sandaufwehungen zu beobachten. Erst im Halterner Tal finden sich zwischen Lippe und Stever wieder große Dünenfelder. Bemerkenswert ist, daß diese Dünen sich zu südwest-nordöstlich streichenden Reihen zusammensetzen. Das gilt einmal für die Kirchhellen-Dorstener Reihe, die bis Hervest reicht, ferner für die Hülser Dünen am Westrand der Haard und für die Dünen im Halterner Tal. Aber auch die Dünenketten in der Lembecker Ebene und am Rande des Dülmener Tales¹⁰⁴⁾ ordnen sich dieser Richtung ein. So zieht aus dem untersten Lippetal über Altschermbeck, den Wolfsberg bis nach Wulfen ein in zahlreiche Einzeldünen aufgelöster Schwarm nach

¹⁰³⁾ Zöller, Erl. Bl. Drevenack, 1933, 29.

¹⁰⁴⁾ Hier sind regelrechte Berge entwickelt: Langer Berg 61,2, Sommerschott 59,2, Jägerschüttenberg 62,5 und Rotenberg 57,8 m.

Nordosten. Die gleiche Richtung hält auch die Dünenkette von Rhade bis nördlich Kleinreken ein, und dasselbe gilt für die östlich der Hohen Mark in das Dülmener Tal hineingreifenden Dünen. Erst bei Heiden und Borken, in der Verlängerung der Bocholter Aa, ist eine mehr östliche Richtung zu beobachten. Aus dieser Lage und Richtung ergibt sich ohne weiteres, daß erstens die Täler des Rothenbaches, der unteren Lippe und der Bocholter Aa als Wanderstraßen der Dünenlande in Frage kommen, daß zweitens südlich von Borken-Heiden der Südwestwind, dagegen im Norden der Westwind, der wahrscheinlich durch das Relief Bocholter Aa-Tal und Ramsdorfer Berge gelenkt wurde, Träger des Materials waren, und daß drittens das Rheintal und für die Dünen des Halterner und Dülmener Tales auch die sandigen Höhen der Hohen Mark und der Haard als Ausblasungsgebiete anzusprechen sind. Daß die einzelne Düne diese Beziehung in ihrer Form nur in geringem Umfange widerspiegelt, mag daran liegen, daß örtliche Umlagerungen stattgefunden haben, die durch Abspülung und durch Winde aus anderen Richtungen hervorgerufen wurden. Auch hat der Mensch mancherorts umformend und verändernd eingegriffen.

Im nordwestlichen Münsterland sind Dünenbildungen nur noch sporadisch anzutreffen. Ob hier die Planierungsarbeiten der letzten 100 Jahre die Zahl der Dünen weitgehend vermindert haben — was man allgemein vermutet —, das kann erst eine Spezialuntersuchung klären. Kleinere Dünenkuppen finden sich östlich der Dinkel im Ströhenfeld und am rechten Ufer der Steinfurter Aa und der Vechte. Als Nährgebiet können nur die kleinen Flußtäler in Frage kommen, und ihrer Kleinheit entspricht auch der geringe Umfang der Dünenflächen. Dabei waren Westwinde die Träger des Materials, was sich schon aus der Lage der Dünen zu den Flußläufen ergibt, während Ostwinde ab und an für die Gestaltung der Einzelformen verantwortlich zu machen sind. In vielen Fällen liegen die Dünen hier unter den Eschen verborgen.

Erst im Ostmünsterland häufen sich die Dünenaufwehungen wieder. Drei Gebiete fallen besonders heraus¹⁰⁵⁾: 1. das kleine obere Lippegebiet, wo ab Dedinghausen am rechten Ufer kleine Dünen der Niederterrasse aufgesetzt und bis zur Senne zu verfolgen sind; 2. der Dünenstreifen entlang der Ems, der bei Rheda am Oberlauf einsetzt und sich bis Rheine erstreckt, wo die großen Dünenfelder der mittleren Ems einsetzen; 3. die Senne, wo Dünen in prachtvoller Ausbildung entwickelt sind und den an und für sich ebenen Charakter der Landschaft stellenweise in ein recht bewegtes kuppiges Gelände verwandeln. Abseits dieser Gebiete finden sich noch kleinere Dünen in der Kattenvenner und Saerbecker Flachmulde. Nach ihrer Lage können wir also zwei Gruppen von Dünen unterscheiden, die Flußdünen der Ems und Lippe und die Binnendünen der Senne und der Mulden.

Die Flußdünen der Ems streichen durchweg mit der Richtung des Flusses. Sie bestehen aus sehr feinem Sand. 90—95 % aller Körner sind kleiner als 0,05 mm. Im Nordwesten ist sogar über 25 % des Sandes kleiner als 0,25 mm. Teilweise erreichen die Dünenkuppen und -rücken eine beachtliche Höhe, so überragen die Boomberge bei Harsewinkel ihre Umgebung um 18 m, die Bockholter Berge südlich von Greven um 15 m und die Wentruper Berge bei Greven um 10 m. Offensichtlich nimmt dabei — wie Hoerle ausführt — die relative Höhe von Westen nach Osten zu, ohne daß ein Grund angegeben wird. Durchweg liegen die Dünen auf dem rechten Ufer der Ems; so zählt Hoerle bei 75 km Luftlinie auf der rechten Seite 25 Dünenfelder, auf der linken nur 10. Dabei konzentrieren sie sich auf die mehr westlich gerichtete Strecke, während von Telgte ab, wo die Ems nach Nordwestnord zieht, das Dünenband zerrissen und lockerer ist. Aus der Lage ergibt sich auch, daß vornehmlich westliche Winde den Sand transportiert haben, den sie dem Emsbett entnahmen.

¹⁰⁵⁾ Hoerle, Dünen, 1920.

Die ersten Aufwehungen sollen nach Hoerle schon in dem Saale-Weichsel-Interglazial stattgefunden haben. In der folgenden Weichsel-Eiszeit wurden durch östliche Winde durchweg nur die Formen der Dünen verändert und neue am linken Ufer aufgeschüttet. Die stärkste Dünenbildung fällt nach Hoerle in die Ancyluszeit. Durch die Hebung des Landes senkte sich damals der Grundwasserspiegel so weit, daß der Pflanzenwuchs zurückging und Westsüdwestwinde ein leichtes Spiel mit dem Sande hatten. Die Litorinazeit war der Dünenbildung ungünstig, und erst in der folgenden Periode wurde sie verstärkt. Hoerle stellt sich also, ohne genauere Profile zu bringen, in der zeitlichen Abfolge auf den Standpunkt von Zöller, doch sind für ihn mehr die durch die Küstensenkung bedingten pflanzengeographischen Wandlungen maßgebend, während Zöller vorwiegend in Klimaänderungen die Ursachen für die pflanzengeographischen Entwicklungen sieht. Beide Deutungen beachten nicht die durch die menschliche Siedlung geschaffenen offenen Flächen, was m. E. bei der Dünenbildung auch eine wichtige Rolle spielt.

Für die Bildung der Dünen des oberen Lippegebietes gelten wohl ähnliche Gesichtspunkte, wenn auch keine genauen Untersuchungen vorliegen. Die Lage deutet auf jeden Fall auf südwestliche Winde als Träger des Sandes hin. Woher der Sand genommen wurde, kann noch nicht entschieden werden, möglicherweise handelt es sich sogar um umgelagerte Sennesande. Immerhin zwingt uns neben anderen Erscheinungen auch das Vorkommen der Dünen an der oberen Lippe, dieses Gebiet naturlandschaftlich zum Ostmünsterland zu rechnen.

Das größte Dünengebiet der Westfälischen Bucht ist die Senne. Die Voraussetzungen für die Dünenbildung sind sehr günstig, finden sich doch große Mengen feinkörnigen Sandes, der zudem wegen des tiefliegenden Grundwassers waldfreudlich und den Südwestwinden ungehindert ausgesetzt ist. Daß letztere auch hier für die Bewegung des Sandes verantwortlich zu machen sind, beweist schon die Tatsache, daß südlich der Linie Horn-Kohlstädt-Schlangen, die in der Verlängerung der Nordostgrenze der Paderborner Hochfläche liegt, keine Dünenaufwehungen in den Tälern der Egge zu beobachten sind¹⁰⁶). Das Verklingen der Dünenbildungen nach Nordwesten, nach Brackwede zu erklärt sich aus dem Verschwinden größerer Sandmassen. Vorherrschend sind in der Senne Parabel- und Strichdünen. Letztere verlaufen parallel der Windrichtung, während eine Parabeldüne dadurch entsteht, daß das Mittelstück einer quer zur Windrichtung liegenden Walldüne vom Winde herausgeblasen und seitlich in zwei parallelen Wällen abgelagert wird¹⁰⁷). Allenhalben ist eine flacher ansteigende, südwestliche Luvseite mit einem Böschungswinkel von 5—30° von einer steileren nordöstlichen Leeseite mit einer Böschung bis zu 40° zu unterscheiden. Vielfach ordnen sich die Dünen zu großen Bogen an. Hoerle¹⁰⁸) nennt fünf: den Haustenbecker, Hoevelsenner, Moosheider, Augustdorfer und Krackser Bogen. Die Sennedünen entstanden in den gleichen Zeiten wie die Emsdünen (vgl. auch das Profil bei Maasjoost¹⁰⁹), doch sind heute noch Wanderdünen, begünstigt durch die Vernichtung der Pflanzendecke infolge menschlicher Eingriffe, zu beobachten.

Über die Entstehung der wenigen Binnendünen in der Kattenvenner und der Saerbecker Mulde kann heute nichts ausgesagt werden, wie überhaupt die ehemalige Ausdehnung der dortigen Dünenfelder noch untersucht werden muß. Nach ihrer Lage scheinen sie mit den Emsdünen zusammenzuhängen.

Neben den Dünenlandschaften — als solche kann man die reich mit Dünenfeldern besetzten Landstriche formenkundlich werten — finden sich in der West-

¹⁰⁶) Stille-Mestwerdt, Erl. Bl. Horn-Sandebeck, 1911.

¹⁰⁷) Maasjost, Senne, 1933.

¹⁰⁸) Hoerle, Dünen, 1920.

¹⁰⁹) Maasjost, Senne, 1933.

fälischen Bucht noch einige Flachmulden, die eine besondere Note durch Moore erhalten und damit als Niederungen erscheinen. Diese Bezeichnung sagt nämlich nicht nur etwas über die Höhenlage, sondern auch über den Grundwasserstand aus. Niederungen sind Gebiete, die soviel Bodenfeuchtigkeit besitzen, daß sie zur Vermoorung neigen oder zum mindesten Naßböden entwickeln. In diesem Sinne werde ich für mein Untersuchungsgebiet die Bezeichnung Niederung verwenden.

Nach einer Zusammenstellung von Bömer¹¹⁰⁾ aus den Jahren 1893—98 umfaßte damals die Westfälische Bucht in den von uns ermittelten orographischen Grenzen 7886,5 ha Moore. Davon entfielen 2088 ha auf Hochmoore. Von diesen liegen allein 2045,5 ha westlich der quer durch die Bucht verlaufenden Linie Haltern-Telgte-Lienen, während im Südosten, am Rande der Egge, auf der Paderborner Hochfläche, nur kleine Moorflächen von insgesamt 42,5 ha anzutreffen sind. Sie sind zudem keine reinen Hochmoore, sondern sie sind zu den Übergangsmooren zu rechnen und wie die Moore des Weserberglandes und des Südergebirges für eine orographische Gliederung belanglos. Anders ist es mit den großen Hochmooren des Nordwestens. Sie konzentrieren sich hier auf drei Flachmulden und geben ihnen ein neues formenkundliches Element.

Die Merfelder Niederung besitzt die größte Hochmoorfläche; im Jahre 1895 waren es 1530,5 ha. Sie zieht sich über die Wasserscheide hinweg und entwässert nach drei Seiten, zur Lippe, Berkel und Issel. Weit geringer ist die Moorfläche der Füchter Mulde mit ihrer nordwestlichen Fortsetzung, dem Hollicher Feld. 1898 gab es dort noch drei Hochmoore: das Kattenvenn rechts der Ems mit 90 ha und das Ostendorfer und das Emsdettener Moor links der Ems mit zusammen 215 ha. Kattenvenn und Emsdettener Moor entwässern zur Ems, dagegen gehört das Ostendorfer Venn, das durch den münsterschen Kiessandrücken von dem Emsdettener Moor getrennt wird, zum Einzugsbereich der Vechte. Das vierte Hochmoor liegt in der Davertmulde, wo das Venner Moor 1898 noch 210 ha groß war. Es liegt ebenfalls auf der Wasserscheide und entwässert zur Stever und Ems.

Die Hochmoore der Westfälischen Bucht gehören alle zum Typ der ombrogenen Moore (Post), zu den sogenannten Regenwassermooren (Weber). Ihre Pflanzen sind vom Grundwasser unabhängig und werden allein durch das auf ihre Oberfläche niederfallende Niederschlagswasser gespeist. Die maßgebende Pflanze ist das Torfmoos (Sphagnum), das Bau, Wachstum und Wasserhaushalt des Hochmoores bestimmt. Bekanntlich hat das Torfmoos in seinen Vegetationsorganen Einrichtungen, die es gegen Kälte und zum Teil auch gegen Austrocknung schützen. Zugleich vermag die Pflanze durch den feinporösen Bau ihrer kleinen Blätter das Wasser kapillar zu leiten und festzuhalten. So führt das Individuum ein zeitlich und räumlich kaum beschränktes Wachstum und ist zu gleicher Zeit imstande, über den Bereich des Grundwassers hinaus zu wachsen und sich fast gänzlich von den Niederschlägen der Wolken zu nähren. Dabei hat das Torfmoos im allgemeinen die Tendenz, sich radial auszubreiten (Transgression und Egression), so daß die randlichen Teile des Hochmoors jeweils jünger sind als die Mitte. Das Höhenwachstum der Torfmoore ist daher im Zentrum den Randdistrikten voraus. So erklärt sich auch die konvexe Uhrglasform unserer nordwestdeutschen Hochmoore, bei denen die Zentralfläche ziemlich eben ist und das Randgehänge mehr oder weniger steil — bis zu 10° — abfällt¹¹¹⁾.

Die stratigraphischen Verhältnisse der Hochmoore in der Bucht sind sehr einfach und eintönig. Durchweg handelt es sich um Versumpfungsmoore. Nur das Velener Schwarze Moor ist durch Verlandung eines Sees entstanden¹¹²⁾. Bei ihm finden wir

¹¹⁰⁾ Bömer, Moore Westfalens, 1893—98.

¹¹¹⁾ Overbeck, Moore Niedersachsens, 1939.

¹¹²⁾ Koch, Moore des Münsterlandes, 1929.

deshalb auch limnische Ablagerungen, wie Ton-, Kalk- und Torfmudde. Dagegen setzt sich bei allen andern die untere, durchweg Sanden oder sandigen Tonen aufgelagerte Schicht aus Flachmoorbildungen, aus Bruchwaldtorfen und Übergangstorfen, zusammen. Ihm schließt sich der Wollgrashorizont an, der zu den Hochmoorbildungen überleitet. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von Koch schaltet sich in den Sphagnumhorizont allenthalben ein Eriophoreto-Callunetum-Horizont ein. Er trennt den mehr oder minder zersetzten älteren Hochmoortorf von dem jüngeren Sphagnetum und entspricht dem Grenzhorizont Webers. Koch deutet ihn im Gegensatz zu Budde¹¹³⁾ als Austrocknungshorizont, der während einer trockeneren Klimaperiode entstand. Auch pollenanalytisch wirkt sich die Klimaänderung aus, erscheint doch von diesem Zeitpunkt an regelmäßig die Hainbuche; die Buche bleibt bei rund 20 %, die Hasel bei etwa 10 % stehen, während der Eichenmischwald 5 % und weniger aufweist¹¹⁴⁾.

Die meisten Hochmoore sind heute nicht mehr lebend. Entwässerung, Abstich und Kultivierungen haben nicht nur die Pflanzenwelt geändert, sondern auch das Areal erheblich eingeschränkt. So war das Kattenvenn 1900 noch 350 ha groß, 1928 konnte Koch erst nach längerem Suchen einen kläglich Rest mit wenigen Torfstichen entdecken. „Alles andere ist so gründlich abgetragen, der Boden so ausgezeichnet trockengelegt worden, daß sich heute an Stelle des einstigen Moores Kiefern- und Fichtenwälder ausbreiten können. In der Nähe einer jüngst entstandenen Siedlung ist der Boden in den Dienst der Landwirtschaft gestellt. Hier liegt das Moorrelikt, ein vielleicht 200 qm großer Komplex“¹¹⁵⁾. — So entsprechen auch die oben angegebenen Zahlen keineswegs dem natürlichen Hochmoorbestand der Bucht. Vielmehr müssen wir annehmen, daß ohne die Eingriffe des Menschen Hochmoore in der unberührten Naturlandschaft weit größere Flächen einnehmen würden. Noch zur Zeit der Römer soll ein sehr großer Teil des Münsterlandes versumpft und vermoort gewesen sein und u. a. das Gebiet von Velen bis Dülmen eine einheitliche Moorfläche dargestellt haben¹¹⁶⁾. Doch fehlen bisher genauere Untersuchungen über die einstige Ausdehnung der Moore, um eine befriedigende Vorstellung zu erhalten.

Der Beginn der Moorbildung ist bei den Hochmooren der Bucht sehr verschieden. Beim Velener Moor Weißes Venn läßt sich in der untersten Schicht noch die Birkenzeit nachweisen, ebenso beim Maria-Venner Roten Venn und dem Merfelder Venn. Beim Schwarzen Venn beginnt die Entwicklung in der Kiefernzeit, beim Venner Moor in der Davert, beim Emsdettener Venn und Ostendorfer Venn erst in der ausklingenden Eichenmischwaldzeit, während sie im Kattenvenn erst mit der Buchenphase einsetzt. — Die Ursachen der Moorentstehung und Moorverbreitung sollen an anderer Stelle eingehender behandelt werden. Hier sei nur angemerkt, daß klimatische, bodenmäßige und orographische Faktoren entscheidend sind. Hohe Luftfeuchtigkeit, starke Bewölkung und eine Niederschlagsmenge von mindestens 700—800 mm sind die wichtigsten klimatischen Voraussetzungen, unter denen in Flachmulden mit hohem Grundwasserstand und kargen Böden Hochmoore entstehen.

Obgleich die Flachmoore keinerlei Bedeutung für das Relief haben und sie pflanzengeographisch nur Übergangsstadien zu den Erlenbrüchen darstellen, seine sie doch zum Schluß angeführt, da sie wie die Hochmoore Anzeiger eines hohen Grundwasserstandes sind und den Begriff Niederung erläutern helfen. Nach Bömer bedeckten Flach- oder Niederungsmoore um 1900 in der Bucht noch 5798,5 ha. Davon entfielen allein auf die Merfelder Niederung 2989 ha, so daß diese Landschaft ins-

¹¹³⁾ Budde, Venner Moor, 1940. Nach seinen Beobachtungen im Sauerland ist für den Zersetzungsgrad eines Torfes vornehmlich der Torfbildner maßgebend und keine klimatische Veränderung.

¹¹⁴⁾ Koch, Moore des Münsterlandes, 1939, 49.

¹¹⁵⁾ Koch, Moore des Münsterlandes, 1939, 45 f.

¹¹⁶⁾ Brinkmann, Borken, 1922.

gesamt 4519 ha Moorflächen umschloß und als Niederung im wahrsten Sinne des Wortes zu gelten hat. Alle anderen Landschaften stehen hinter ihr weit zurück. Das Dorstener Gebiet enthält nur 1637,5 ha Niedermoor. Dieses Gebiet ist aber ungleich größer als die Merfelder Talung, zudem fehlen ihm Hochmoore, während sich die Niedermoore auf die schmalen Bachsäume beschränken, so daß das Dorstener Gebiet keineswegs den Namen Niederung verdient. Immerhin tritt auch in dieser Hinsicht der landschaftliche Sondercharakter dieses Landstriches deutlich hervor. Von den Niedermooren entfallen 348 ha auf das Gebiet südlich der Lippe (Drewer Ebene), 329,5 ha auf die Lippetalung und 960 ha auf die Lembecker Ebene nördlich der Lippe. Die Kattenvenner Flachmulde besaß um 1900 noch 436 ha Flachmoore. Zählen wir die Moore des Hollicher Felde, der unteren Oberems (66 ha Niedermoor) und die Hochmoore hinzu, dann umfaßte die Moorfläche der gesamten Mulde um 1900 rund 807 ha. In dieser Zahl und in dem fast gleichen Anteil von Hoch- und Flachmoor prägt sich deutlich die Übergangsstellung dieser mit Sand erfüllten und durch einen hohen Grundwasserstand ausgezeichneten Flachmulde aus, die nur unter Vorbehalt als Niederung angesprochen werden kann. In allen andern Landschaften sind die Flachmoore sehr gering. Bemerkenswert sind nur noch die Weseker Geest im Westmünsterland mit 183 ha, der Geseker Hellweg mit 164 ha und die Rietberger Mulde mit 145 ha. In weitem Abstand folgen das Ströhenfeld mit 58 ha, die Osterwicker Platte mit 79 ha und das mittlere Emsgebiet mit 40 ha.

IV. Gewässer und Täler

a) Flußnetz (Abb. 6)

In die Westfälische Bucht teilen sich die Einzugsbereiche von Ems, Lippe, Emscher, Issel, Silinger Beek, Berkel und Vechte. Dabei fließen Lippe und Emscher dem Rheine zu, während die Issel mit der Bocholter Aa, die Silinger Beek und die Berkel der Ijssel tributär sind und nur die Vechte mit der Dinkel direkt zur Zuidersee entwässert. So sind eigentlich nur vier Flußsysteme an der Bucht beteiligt, das Ems-, Rhein-, Ijssel- und Vechtesystem. Die Einzugsbereiche von Ems und Lippe greifen bis an den Ostrand der Bucht vor und stoßen hier auf das Wesersystem des nordöstlichen Südergebirges und des Weserberglandes. Hingegen beschränken sich Emscher, Issel, Berkel und Vechte nur auf den Westen der Bucht. Damit ist schon eine großzügige hydrographische Dreigliederung in ein nordöstliches, südliches bzw. südöstliches und ein westliches Gebiet gegeben, die der weiteren Betrachtung zugrunde gelegt werden kann.

Es entspricht der allgemeinen Form und Lage der begrenzenden Höhen, daß die äußeren Wasserscheiden sich im Nordosten, Osten und Süden weitgehend an die Schichtücken anlehnen. Von Hartröhren (385 m) im Lippischen Wald, dem hydrologischen Knotenpunkt zwischen Weser, Ems und Rhein (Lippe), verläuft die Ems-Weser-Wasserscheide bis nördlich von Borgholzhausen auf dem Osning. Erst hier verläßt sie den Höhenzug und quert das Weserbergland in nördlicher Richtung. Dennoch behält der Osning bis Rheine seine Bedeutung als Wasserscheide bei, nur trennt er die Nebenflußsysteme der oberen Ems von denen der mittleren Ems, deren Schnittpunkt nach Keller¹¹⁷⁾ bei Rheine liegt. Auch die Rhein-Weser-Wasserscheide lehnt sich von Hartröhren an südwärts weitgehend an den Kamm der Egge an, bis sie nördlich von Hardehausen nach Westen umbiegt und auf den First der Cenomanschieferstufe, der hier 400 m hoch liegt, zieht. Auch die folgende, nach Süden begrenzte Lippe-Möhne- bzw. Lippe-Emscher/Möhne-Ruhr-Wasserscheide

¹¹⁷⁾ Keller, Weser und Ems, 1901.

hält sich durchweg an den Schichtkamm des Haarstranges. Nur zwei Ausnahmen sind zu beobachten. So greift im Osten das Lippegebiet mit der Alme und ihren Quellflüssen über die Cenomanschichtstufe keilartig nach Südosten ins Südergebirge hinein, während im Westen nördlich von Witten Teile des Bochumer Gebietes dem süderländischen Ruhrsystem tributär sind. — An der Westgrenze der Bucht fehlen solch markante Wasserscheiden, die hin und wieder auftretenden Schichtrücken sind zu kurz und zu niedrig, als daß ihnen eine wasserscheidende Kraft innewohnt, und so reichen hier die Flüsse und Bäche über die orographische Grenze hinaus weit in die Bucht hinein.

Der Verlauf der Wasserscheiden innerhalb der Bucht wird wesentlich bestimmt durch das Kernmünsterland, das mit den Beckumer Höhen und den Billerbecker Höhen der Hauptordner des Gewässernetzes ist. So verläuft die Lippe-Ems-Scheide von Hartröhren zunächst in fast westlicher Richtung über den Delbrücker Rücken (114 m) zu den Beckumer Höhen (173 m). Zwischen ihnen liegt in der Mastholter Niederung die Wasserscheide schon 76 m tief, hier lassen die Höhenverhältnisse keine scharfe Scheide zwischen Ems und Lippe zu. Früher drangen durch diese Lücke die Hochwasser der Ems ungehindert nach Süden in den Zuflüßbereich der Lippe. In den Beckumer Höhen hält sich die Wasserscheide vom Mackenberg an auf dem First der Höxberg- oder Beckumer Schichtstufe. Mit geringer Abweichung von der Westrichtung erreicht die Scheide bei Dolberg, einen Kilometer von der Lippe entfernt, den südlichsten Punkt des Emsgebietes. Dann streicht sie auf schwachen Bodenwellen von 90—100 m Höhe südlich von Ahlen und Drensteinfurt weiter nach Westen bis Capelle. Hier biegt die Wasserscheide fast rechtwinklig nach Nordnordwest um. Diese Richtung behält die linksseitige Emswasserscheide innerhalb der Bucht sowohl gegen das Gebiet der Lippe wie gegenüber dem Einzugsbereich der Vechte bei. Nur in der Höhe von Münster springt sie etwas nach Westen in die Baumberge vor, wo 3 km von Billerbeck Rhein, Ems, Issel/Ijssel und Vechte ihren Knotenpunkt besitzen. Dabei schiebt sich das Gebiet der Issel mit der Berkel nur in einem schmalen Streifen zwischen das des Rheins und der Vechte und berührt das Emsgebiet nur im genannten hydrographischen Knoten. Die Trennungslinie des Ems-/Vechtegebietes zieht dann weiter durch die Hohenholter Senke nach Altenberge nahe an Burgsteinfurt vorbei zum Tieberg (84 m) westlich von Rheine, wo sie sich der Vechte auf einen Kilometer nähert.

Der Westzug, die Wasserscheide zwischen Oberems und oberer und mittlerer Lippe, paßt sich also ganz und gar dem Streifenbau der Hellweger Ebene an und verläuft fast parallel in unmittelbarer Nähe der Lippe auf den südlichen Höhen des zentralen Kernmünsterlandes. Dagegen quert der Nordzug, die Scheide zwischen Ems einerseits und Lippe, Ijssel und Vechte andererseits das innere Kernmünsterland, trennt die Lüdinghauser Mulde von der Davert-Flachsenke und lehnt sich nur in den zentralen Baumbergen und auf dem Altenberger und dem Steinfurter Rücken etwas an höhere Bodenerhebungen an. Erst ab Burgsteinfurt scheidet sie in auffälliger Weise das Nordwestmünsterland von dem Ostmünsterland. Trotz ihres verquerten Verlaufes erscheint mir die linksseitige Emswasserscheide von Capelle bis Rheine unter den inneren Wasserscheiden sehr beachtenswert. Sie trennt einmal die eigentliche Westabdachung von dem nordöstlichen Emsgebiet, zum andern setzt sich dieser Nordzug von Capelle südwärts fort in den Nebenwasserscheiden, die über Lünen nach Dortmund führen. Sie scheiden nicht nur den Einzugsbereich der oberen und mittleren Lippe von dem stark erweiterten unteren Lippegebiet und dem Emscherbezirk, sondern, wie schon bei der Entstehung der Talungen ausgeführt, den hydrographisch einfach gestalteten Südosten von dem aus heterogenen Flußabschnitten zusammengesetzten Südwesten. Damit wird die zu Anfang angedeutete grobe hydrographische Dreiteilung der Bucht durch den Verlauf des Nord- und Westzuges der

inneren Wasserscheiden bestätigt, und die Gebiete werden durch sie genauer abgegrenzt.

Das obere Emsgebiet spiegelt in seiner dreieckigen Gestalt weitgehend die Umgranzung der Bucht wider. Bei einer Länge von 177,8 km umfaßt die Oberems nach Angaben von Keller¹¹⁸⁾ 3745 qkm = 30 % des gesamten Emsgebietes. Sie entspringt bei Hövelhof in 134 m Höhe. Anfangs folgt sie der allgemeinen Richtung aller von der Senne herabkommenden Bäche nach Südwest. Ab Rietberg wendet sie sich nach Nordwesten, stößt bei Wiedenbrück auf die äußere, die Beckumer Höhen umrahmende Geländestufe und nimmt von hier die nördliche Richtung auf, die sie bis zur Einmündung des Dalkebaches, an dem Gütersloh liegt, beibehält. Dann lenkt sie in die Westrichtung ein, ab Telgte biegt sie nach Nordnordwest um und behält diese Richtung — abgesehen von der nach Nordostnord verlaufenden Strecke Greven—Hembergen — bis Rheine. Infolge dieses geschwungenen Laufes ist die Flußentwicklung der oberen Ems mit 75,2 % weit bedeutender als die der mittleren (62,6 %) und der unteren Ems (67 %).

Im großen und ganzen fließt die Ems, wie schon Keller betonte, im Streichen des Teutoburger Waldes und — wie man hinzufügen kann — entsprechend dem Verlauf der Schichtstufen und Landrücken des Kernmünsterlandes. Dabei nähert sie sich letzterem im Ober- und Mittellauf sehr, so daß man in der Ems in gewisser Weise einen Saumfluß der Beckumer Schichtstufenlandschaft erblicken kann. Doch läßt sich diese Auffassung nur bei einer großzügigen Betrachtung aufrechterhalten. Verfolgen wir die einzelnen Abschnitte genauer, so fällt vor allem der fast westlich ziehende Abschnitt von Harsewinkel bis Telgte auf. Er findet zwar in der nördlichen Geländestufe der Beckumer Höhen, die von Beelen nach Sudmühle zieht, seine Parallele; doch schneidet er, wie die geologische Karte zeigt, spitzwinklig die Senon-Emscher-Grenze. Auch fließt die Ems nicht in der Kattenvenner Längsmulde, die gewissermaßen die Verbindung zwischen den beiden nordwestlich gerichteten Strecken der oberen Oberems — Dalkemündung bis Harsewinkel — und der unteren Oberems — Hembergen bis Rheine — herstellt. Diese Tatsachen lassen den Verdacht aufkommen, daß die heutige Ems nicht einheitlich entstanden ist, sondern sich aus verschiedenen Abschnitten zusammensetzt. Doch fehlen bisher genauere Untersuchungen.

Keller gliedert die Oberems in drei Abschnitte: bis Rietberg rechnet er den Oberlauf, von Rietberg bis Warendorf den Mittellauf und von Warendorf bis Rheine den Unterlauf. Diese Gliederung erweist sich aber hinsichtlich der Gestaltung des Nebenbaches nicht zweckvoll, und bei der Betrachtung des Grundrisses ist zwischen dem links- und rechtsseitigen Einflußbereich zu unterscheiden.

Für den Verlauf der rechtsseitigen Nebenbäche sind die wechselnde Richtung der Ems, die Anordnung der Bodenwellen und die Kattenvenner Flachmulde maßgebend. Drei Abschnitte lassen sich aussondern. Im oberen Abschnitt bis zur Dalkemündung fließen der Ems nur kurze, parallel angeordnete Abdachungsflüsse zu, die fast senkrecht auf die hier von Wiedenbrück an nordwärts gerichtete Ems treffen. Nur in der Nähe des Hauptsammlers drehen sie zum Teil nach West bzw. Nordwest um. Der Einzugsbereich dieser Bäche umfaßt die gesamte Abdachung der Senne von Hövelhof bis Brackwede. Die Quellen liegen vorwiegend in der sandreichen Senne, und so sind plötzliche Anschwellungen und schadenbringende Hochwasser sehr selten. — Die nordwestlich gerichtete Strecke der Ems von der Dalkemündung bis Greffen erhält ebenfalls von rechts nur kleine Nebenbäche. Ihre Quellen liegen nicht mehr in der Senne, abgesehen von einem Nebenzufluß des Lutterbaches, sondern an und in der Bergkette des Bielefelder Osnings zwischen der Schlucht von Bielefeld und derjenigen von Halle. Beim Vorschreiten nach Nordwesten bemerkt man

118) Keller, Weser und Ems, Bd. I, 16.

ein immer tieferes Eingreifen der Wasserläufe in den Bergzug. Während die linksseitigen Zuflüsse des Lutterbaches noch aus der Senne stammen, liegen die Lutterquellen in der südlichen Kette des Osnings. Von Steinhagen an westwärts durchbrechen die Emszuflüsse die südliche Kette und dringen in der Nähe von Halle bis zur nördlichen Randkette vor. Der Wasserreichtum ist bedeutender und das Gefälle größer als bei den Senneflüssen. — Bis Greffen fließt die Ems im Innern einer flachen Mulde, auf die auch die Nebenflüsse eingestellt sind. Dann teilt sich, wie schon angedeutet, das Ostmünsterland orographisch in zwei Tiefenstreifen, in die nach Nordwesten gerichtete Kattenvenner Mulde und das mehr westlich eingestellte Emstal. Schon dadurch, daß die Ems sich von der auf dem Osning verlaufenden Wasserscheide entfernt, nehmen die rechtsseitigen Nebenbäche an Länge zu. Zum andern werden die Bachläufe noch dadurch verlängert, daß sie infolge der Flachmulde auf mehr oder minder langen Strecken der Ems parallel fließen, ehe sie mit einer scharfen Kniebiegung nach links die Ems erreichen. Dieser Wechsel von dem am Berghange in 120—180 m Höhe liegenden Quellabschnitt über den, die gefällsarme 45—65 m niedrige Flachmulde durchfließenden Mittellauf zu dem die Bodenschwellen querenden Unterlauf bedingt auch eine Dreiteilung der Talform. Am Berghang finden sich eingekerbte V-Täler, in der Mulde zum Teil überhöhte Talungen mit leicht ausufernden Wasserläufen und vielfachen Laufverlegungen¹¹⁹⁾, während im Unterlauf wieder schmale vertiefte Bachbetten anzutreffen sind. Die gleiche Erscheinung besteht auch für den letzten Abschnitt von der Glanebachmündung bis Rheine. Nur sind die Bäche, die hier die muldenförmige Niederung, die von der Riesenbecker Fußfläche und dem aufgehöhten rechten Uferstrand der Ems von Saerbeck über Elte bis Rheine umschlossen wird, durchfließen, sehr kurz, entspringen in der Mulde und leiden unter einer mangelhaften Vorflut. So läßt die Anlage des Nebengewässernetzes im rechtsseitigen Emsgebiet eine hydrographische Dreigliederung zu, die uns für die Abgrenzung und Charakteristik der kleinen Naturräume einige Dienste leistet.

Auch im linksseitigen Zuflußgebiet der Oberems läßt sich eine Gliederung der Nebenbachsysteme durchführen, die von der orographischen Gestalt des Beckumer Höhengebietes weitgehend abhängig ist. Im Oberlauf halten die Nebenbäche, unter denen der Forthbach der bedeutendste ist, durchweg die Ostrichtung ein; erst im unteren Abschnitt, wo die Bäche in die Niederung eintreten, biegen sie nach Norden um. Wie alle von den Beckumer Höhen kommenden Flüsse zeichnen sie sich durch Dungreichtum aus, weil sie die Abschwemmungen des kalkig-tonigen Mergels mit sich führen. Der folgende Abschnitt von Wiedenbrück bis Warendorf wird von dem 36,5 km langen Axtbach beherrscht, der die meisten nach Norden rinnenden Wasser der Beckumer Höhen sammelt. Er entspringt in 140 m Höhe am Nordhang des Flimerberges, fließt zunächst nach Nordosten, schwenkt bei Brook nach Nordwesten um und dreht zuletzt sogar nach Westen, ehe er kurz vor Warendorf in die Ems mündet. Sein bogenförmiger Verlauf ähnelt sehr dem Zuge der Ems und der Anordnung der Schichtstufen. Wegen der starken Ausbiegung nach Nordosten ist die Laufentwicklung mit 74,9% sehr groß; sie hinderte zugleich die Bildung größerer nach Nordosten gerichteter Abdachungsflüsse auf der Strecke zwischen Wiedenbrück und Greffen. — Der nächste Abschnitt von Warendorf bis Sudmühle wird von dem größten Nebenfluß der Ems, der 71,6 km langen Werse beherrscht. Bei ihr und dem schon

¹¹⁹⁾ Keller, Weser und Ems, 1901, IV, 118 ff, nimmt solche Ablenkungen an für die Alte Hessel und die Glane. Der frühere Oberlauf der Alten Hessel, welcher in der zwischen Halle und Borgholzhausen liegenden Schlucht von Wichlinghausen seinen Ursprung hatte, wurde nach dem mehr stromaufwärts mündenden Loddenbach abgelenkt. Loddenbach und Alte Hessel nähern sich an der Chaussee von Halle nach Vermold auf 150 m, und die letztere erscheint hier am oberen Ende wie abgeschnitten. Dieser Vorgang, der einer Drehung der Vorflutrichtung von West nach Süd entspricht, dürfte durch eine Vorflutverschlechterung in der rechtsseitigen Mulde durch Versandung, Vertorfung oder künstliche Stauung hervorgerufen sein. Ebenso wurde der Oberlauf des Glanerbaches zur Bever abgelenkt. Beide sind heute noch durch eine Bifurkation miteinander verbunden.

vorher mündenden Müsenbach sind zwei Richtungen im Flußnetz bestimmend, die westnordwestliche im Oberlauf und die nördliche im Unterlauf. Die erstere entspricht dem Gesteinsstreichen und der tektonischen Anlage. Das tritt besonders bei der Angel, einem Nebenbach der Werse, hervor. Sie verläuft ganz und gar in der Vorhelmer Mulde. Dagegen ist die Nordrichtung aus der allgemeinen Abdachung zu erklären und wohl erst nach der Saaleeiszeit entstanden. Dafür spricht, daß der von Sendenhorst nach Münster ziehende Kiessandrücken von den nordgerichteten Flüssen durchschnitten wird. — Das Wersegebiet umfaßt mit 765 qkm ein Fünftel des oberen Emsbereiches. Ihre Quelle liegt nahe dem Flimerberg in 140 m Höhe. Ihr Quellbach reicht nach Keller ¹²⁰⁾ bis zur Seppenhager Mühle, sein Gefälle beträgt 3,48 ‰. Im Mittellauf, der bis zur Angelmündung gerechnet wird, sinkt es schon auf 0,673 ‰, im Unterlauf vermindert es sich bis auf 0,559 ‰. — Auch bei der Münsterschen Aa im folgenden Abschnitt von Gimfte bis Rheine ist ein bemerkenswerter Wechsel der Laufrichtung festzustellen. Der Oberlauf ordnet sich in seiner Südostrichtung dem tektonisch-orographischen Bau der Billerbecker Höhen, speziell der Hohenholter Senke ein. Alle ihm zufließenden Bäche haben die gleiche Richtung. Sein Unterlauf zieht weitgehend parallel der Werse und entspricht der allgemeinen postglazialen Abdachung. Merkwürdig ist nur das verbindende Querstück, das von Südwesten nach Nordosten gerichtet ist und den Münsterschen Kiessandrücken durchbricht. — Die weiter abwärts der Ems zufließenden Bäche sind nur sehr kurz und zeigen keine Besonderheiten.

Überblicken wird abschließend das Flußnetz der oberen Ems, so ist zunächst festzustellen, daß für eine landeskundliche Gliederung die Ems selbst trotz ihrer wechselnden Richtung als Grenze zwischen dem kernmünsterländischen Höhengebiet und dem Ostmünsterland zu beachten ist. Erst mit der Einmündung der Werse verliert sie ihre Bedeutung als Saumfluß. Darüber hinaus passen sich die Nebenflußsysteme den bisher gekennzeichneten orographischen Großformen derart an, daß auch sie für die Abgrenzung kleinerer Naturräume zu verwerten sind. So läßt sich das rechtsseitige Emsgebiet aufteilen 1. in einen oberen Bezirk mit der östlichen Abdachung — Senne und Gütersloher Sandebene —, die von westlich gerichteten Abdachungsflüssen durchzogen wird, und mit der breiten Rietberger Flachmulde und der Marienfelder Emstalur, die von der nord- und westwärts fließenden Ems und den nordwärts ausgerichteten Unterläufen der Nebenbäche durchquert wird, 2. in den mittleren Bezirk, der durch die Kattenvenner Längsmulde, die den Verlauf der längeren Nebenbäche bestimmt, und durch die Greven—Telgter Emstalur mit ihren tiefeingelassenen Haupt- und Nebenflüssen sein Gepräge erhält, und 3. in die kleine Flöthe-Mulde mit dem Mesumer Emstal am Unterlauf. Linksseitig lassen sich aussondern 1. das obere Gebiet mit den ostwärts gerichteten Nebenbächen, 2. der mittlere Bezirk mit dem Einflußbereich des Axtbaches, der die Nordost- und Nordabdachung der Beckumer Höhen entwässert, 3. das Werse- und Aagebiet, das mit dem Innern des zentralen Plateaus weitgehend zusammenfällt und sich durch Anordnung des Gewässernetzes deutlich von den andern Nebenbachsystemen abhebt, und 4. der untere Bezirk mit seinen kurzen Abdachungsflüssen, der schon zum Ostmünsterland gehört, dessen Grenze weiter westlich durch die Wasserscheide gezogen wird.

Das Flußgebiet des Südostens deckt sich ganz und gar mit dem Einzugsbereich der oberen und mittleren L i p p e, die bis Lünen reicht. Es ist auffällig asymmetrisch gebaut. Sehr kurz sind die rechtsseitigen Zuflüsse; die Wasserscheide verläuft nahe und fast parallel der Hauptsammelader. Der linksseitige Einzugsbereich überwiegt bei weitem. Die Wasserscheide liegt im Durchschnitt 20—22 km von der Lippe entfernt. Auch das obere Emsgebiet weist wie das aller norddeutschen Flachlandflüsse

¹²⁰⁾ Keller, Weser und Ems, 1901, IV, 122.

einen asymmetrischen Bau auf, nur ist er nicht so ausgeprägt, und — ein wichtiger Gegensatz zum Lippegebiet — der rechtsseitige Einflußbereich übertrifft die linke Seite. Das Lippegebiet gleicht hingegen mehr den ebenfalls westwärts gerichteten Flüssen des Südergebirges, der Möhne, Ruhr, Lenne und Volme. So vereinigen sich in der Westfälischen Bucht gewissermaßen die Flußsysteme des Niederdeutschen Tieflandes mit den Flußsystemen des Südergebirges.

Die Lippe entspringt in 140 m Höhe in drei großen Quellteichen bei Lippspringe und bildet schon bald einen ansehnlichen Wasserlauf¹²¹⁾. Anfänglich fließt sie nach Südwesten. Nach der Einmündung der Alme biegt sie nach Nordwesten um, nimmt bis zur Schleuse Benninghausen wieder die südwestliche Richtung auf, um dann bis Lippborg nach Westen zu fließen. Von hier ab wechseln Nordwest- und Südweststrecken miteinander ab. In dem uns interessierenden Abschnitt fließt die Lippe von Lippborg bis Datteln nach Nordwesten, um dann bis Lünen die Südwestrichtung innezuhalten.

Bis Lippborg lehnt sich der Lauf an die Strukturen des Untergrundes an: die Geländestufen des Delbrücker Rückens und der Beckumer Höhen laufen ihm fast parallel. Von Lippborg an ist eine solche Übereinstimmung nicht so eindeutig nachzuweisen. Wohl scheinen hier die äußeren Geländestufen bis Dolberg nach Nordwesten umzubiegen, und ihnen folgt auch die Lippe, doch schneidet der Fluß die geologischen Grenzen und wechselt vom Emscher ins Untersenon. Letzteres baut auch die sog. Lippehöhen zwischen Dolberg und Lünen auf. Wenn somit noch einige Unklarheiten bestehen, so kann dennoch die Lippe als Saumfluß des Kernmünsterlandes gelten. Und darin liegt letzten Endes ihre grenzbildende Bedeutung.

Wie einige Hinweise von Udluft¹²²⁾ vermuten lassen, bestand die Ober- und Mittel-Lippe schon im Altdiluvium. Doch entwässerten diese Abschnitte über die Emscher zum Rhein. Älter ist hingegen nach den Ausführungen von Schulte¹²³⁾ das schon erwähnte Hellweger Tal, das der Lippe parallel läuft und von ihr durch Kreidemergelhöhen getrennt wird. Das Hellweger Tal entspricht ganz der Kattenvenner Flachmulde im Emsgebiet, und es ist geradezu erstaunlich, wie es in gleicher Weise das Nebenflußnetz beeinflusst hat.

Das rechtsseitige Einzugsgebiet ist nur schwach entwickelt. Bis Lippstadt fließen die Nebenbäche dem Hauptfluß weitgehend parallel. So durchzieht der Haustenbach eine am Südfuße des Delbrücker Rückens gelegene flache Mulde, die sogenannte Boker Heide. Von Lippborg an treffen erst die kurzen Nebenbäche, die die Beckumer Höhen und das zentrale Plateau entwässern, mehr oder minder rechtwinklig auf die Hauptsammelader.

Demgegenüber zeigt das linksseitige Gebiet eine abwechselungsreiche Gestaltung der Nebenbachsysteme. Am bedeutendsten ist das Gebiet der Alme, das 739,76 qkm = 15,1 % des gesamten Lippegebietes umfaßt und sich weitgehend mit der Paderborner Hochfläche deckt. Abgesehen von dem nach Norden gerichteten Unterlauf beherrschen zwei Richtungen das Gewässernetz, eine südwest-nordöstliche und eine südost-nordwestliche. Letztere, der die Ober-Alme, die Afte und die Altenau folgen, entspricht der heute geltenden allgemeinen Abdachungsrichtung der Bergebenen. Dagegen ist die südwest-nordöstliche, die besonders am Mittellauf der Alme zwischen Weine und Borchon hervortritt, nicht aus den gegenwärtigen Höhenverhältnissen abzuleiten. Schulte hat jüngst im Gegensatz zur älteren Ansicht von Stille¹²⁴⁾ nachgewiesen, daß die Alme im Jungtertiär als Durchbruchstal angelegt wurde und der

¹²¹⁾ Krakhecken, Lippe, 1940.

¹²²⁾ Udluft, Diluvium des Lippetales, 1933.

¹²³⁾ Schulte, Almegebiet, 1937.

¹²⁴⁾ Stille, Almetal, 1903.

Möhne tributär war. Aber schon im Altdiluvium brachte die Alme infolge der Aufwölbung des Südergebirges und der Kippung und Schrägstellung der Haarabdachung ihre Schotter zum Hellweger Tal, an dessen Stelle nach der Vereisung das Lippetal trat. — Stufenbegleitende Saumflüsse fehlen in der Paderborner Hochfläche so gut wie ganz. Als solche kann nur die Afte gelten, die das Sintfeld entwässert und an der Turonschichtstufe entlangzieht. Schwache Ansätze von Längstälern sind auch an der Cenoman- und Turonschichtstufe im Osten zu beobachten. Hydrographisch wird die gesamte Hochfläche durch das enge Tal der Altenau halbiert. Sie entspringt bei Blankenrode an dem Cenomanfirst, hält durchweg die nordwestliche Richtung ein und durchbricht dabei den Schichtstufenhang des Turons. Sie trennt die südwestliche Bürener von der Paderborner Hochfläche im engeren Sinne. Bei Neuhaus mündet die Alme in die Lippe, und hier liegt auch die hydrographische Grenze des Lippequellgebietes.

Im folgenden Abschnitt von Neuhaus bis Benninghausen fließen die Nebenbäche, wie Schledde und Glasebach, fast senkrecht der Hauptwasserader zu. Sie entspringen auf der Haarhöhe oder weiter abwärts an der Haarabdachung, durchqueren das zugeschüttete Hellweger Tal und biegen erst in ihrem Unterlauf nach Nordwesten um. Zweifellos handelt es sich um sehr junge Abdachungstäler, die zum Teil erst nach der Saalevereisung angelegt wurden. Der rechte Uferrand der Hellweger Talung, die von den Schmelzwässern wahrscheinlich zur Saaleeiszeit vorübergehend als Abflußweg benutzt wurde, war hier nicht so ausgeprägt, und er wurde durch die aufgeschütteten diluvialen Massen so verdeckt, daß er die Anlage der Nebenbäche nicht beeinflussen konnte. Der Geseker Hellweg, wie wir dieses Nebenbachgebiet benennen können, gleicht also in seinem Gewässernetz weitgehend dem oberen Emsgebiet mit seinen senkrecht auf den Emslauf auftreffenden Nebenbächen.

Erst von Benninghausen bis Lünen, im Soester und Unnaer Hellweg, machen sich die Flachmulde des Hellweger Tales und sein nördlicher, aus Kreidemergelhöhen aufgebauter Uferrand in ähnlicher Weise geltend wie die Kattenvenner Flachmulde im Emsgebiet. Beim Ahse- und Seseke-System läßt sich die gleiche Anordnung feststellen: die Nebenbäche 2. Ordnung, die auf dem Haarstrang entspringen, fließen zunächst — mit Ausnahme des Körnebaches, der dem Hellweger Tal folgt — entsprechend dem allgemeinen Gefälle nach Norden über die Abdachung und das Hellweger Tal. Dann vereinigen sie sich südlich der Kreidehöhen in einem Längstal, das isoklinal angelegt, dem nördlichen Uferrand des Hellweger Tales von Osten nach Westen folgt und auf einer langen Strecke dem Lippetal parallel zieht, bis der Nebenbach 1. Ordnung (Ahse und Seseke) die absperrenden Rücken durchbricht und nach Nordwesten zur Lippe fließt. In diesem Verlauf kommt das alte, strukturbedingte Relief der präglazialen Landoberfläche trefflich zum Ausdruck. Die eigenartige Grundrißgestalt der Nebenbachsysteme hat zur Folge, daß sich die gesamte Entwässerung des Soester und Unnaer Hellweges auf zwei Punkte hinzieht, auf die Mündung der Ahse bei Hamm und die der Seseke bei Lünen. Dabei umfaßt das Gebiet der Ahse 438,48 qkm = 8,9% und der Einzugsbereich der Seseke 310,86 qkm = 6,3% des gesamten Lippegebietes. Wenn somit auch an der Grundrißgestaltung der Nebenbachsysteme die Großformen des Hellweggebietes maßgeblich beteiligt sind und nach ihnen sich die naturräumliche Gliederung in erster Linie zu richten hat, so ist doch nicht die hier angedeutete hydrographische Dreiteilung in den Geseker, Soester und Unnaer Hellweg zu übersehen. In ihr kommt auch der bisher wenig beachtete Faktor Lage zum Ausdruck.

Das Flußnetz der Westabdachung, das zu drei Einzugsbereichen, zu dem des Rheins, der Ijssel und der Vechte gehört, umschließt das Bochumer Gebiet, das Westmünsterland mit seinen beiden Landschaftsgebieten im Süden und Norden und von dem Kernmünsterland große Teile der Billerbecker Höhen und des Lüdinghauser

Gebietes. Schon das läßt vermuten, daß der Grundriß der einzelnen Flußgebiete entsprechend dem Relief der einzelnen Landschaften, das wiederum von dem Unterbau, seinem morphologischen Wert und von der Entwicklungsgeschichte abhängig ist, erheblich voneinander abweicht. Wenn auch im allgemeinen die Richtung nach außen, nach Westen und Nordwesten, vorherrscht, so finden sich doch manche Abweichungen, die es notwendig machen, die einzelnen Flußgebiete für sich zu behandeln.

Am übersichtlichsten sind die Verhältnisse in dem 276 qkm großen Emschergebiet. Der linksseitige Einzugsbereich, der sich fast ganz mit dem Bochumer Hellweg deckt, ist weit größer als der rechtsseitige, dessen Wasserscheide auf dem Recklinghauser Rücken liegt. Zwei Richtungen herrschen im Grundriß vor: die west-südwestliche entspricht der Anordnung der Schichten, während die nordwestnördliche rheinisch streichenden Verwerfungen folgt¹²⁵⁾. Wie schon ausgeführt wurde, hängt die Entstehung der Emscher eng mit der Entwicklung des Lippesystems zusammen, dessen Mündungsfluß sie ursprünglich war. Erst während des Gletscherrückzuges am Ende der Saaleeiszeit trennte sich die Emscher von der Lippe. Zwar ist die Emscher der „Saumfluß“ der Recklinghauser Schichtstufe, und man könnte sie wie die mittlere Lippe und die obere Ems als Grenzbildner werten. Doch umfaßt ihr Einzugsbereich in gleicher Weise den Recklinghauser Rücken und den Bochumer Hellweg, und damit wird der Recklinghauser Rücken, der zudem wie der Bochumer Hellweg nach Westen zieht und mit Löß bedeckt ist, aus dem Landschaftsgebiet des südwestlichen Münsterlandes gelöst. Wir werden später noch sehen, daß diese, aus der Hydrographie abgeleitete Aufstellung eines Emschergebietes auch noch durch andere Kriterien gestützt wird, und daß die Emscherlinie als Gebietsgrenze aufzugeben ist.

Beim unteren Lippegebiet ist der rechtsseitige Einzugsbereich am größten. Das Stevergebiet umfaßt allein 906,4 qkm = 18,5 % des Lippegebietes. Die Entwicklung des Talsystems ist schon an anderer Stelle beschrieben worden. Aus ihr leitet sich auch der Grundriß des Gewässernetzes ab. Ober- und Mittellauf der Stever werden von zwei Richtungen beherrscht. Der Mittellauf ist von Senden bis Selm Nordsüd gerichtet. Er quert die Lüdinghauser Mulde diagonal. Im Oberlauf und ebenso bei den zahlreichen, von den Daruper Höhen kommenden Bächen überwiegt die Südost-Richtung. Sie findet sich, wenn auch mit umgekehrten Vorzeichen, ebenfalls bei den von links einmündenden Nebenbächen. Damit wiederholt sich im Grundriß des oberen und mittleren Stevergebietes das gleiche wie bei der Werse und der Münsterschen Aa: die Nebenbäche, die auf den ersten Blick als Abdachungsflüsse erscheinen, stehen offensichtlich in Zusammenhang mit dem geologisch-stratigraphischen Bau, worauf schon die Parallelität mit dem Merfelder Haupttal hinweist. Die Nordsüdrichtung hat sich wohl erst zu Ende der Saaleeiszeit ausgebildet. Obgleich also Stever und Werse zwei Flußsystemen angehören, gehorchen ihre Grundrisse innerhalb des Kernmünsterlandes den gleichen Faktoren. Damit kann auch vom hydrographischen Gesichtspunkt aus die Einheit der Stever-Werse-Platte des Lüdinghauser Gebietes begründet werden.

Ebenso sind die Halterner Höhen und das Halterner und Dülmener Längstal nach dem Grundriß des Flußnetzes als eine hydrographische Einheit auszusondern. Beherrschend ist die den Strukturen folgende, z. T. eiszeitlich angelegte, überformte und vertiefte Südost-Nordwestrichtung, der sich die untere Stever, die Lippe von Lünen bis Hamm und der Heubach einordnen. Dazu kommen Nordost-Südwest gerichtete Quertäler.

Der letzte Lippeabschnitt von Hamm bis Dorsten umfaßt das Flußsystem der Dorstener Ebene. Die Lippe, alt angelegt, fließt hier wieder in westsüdlicher Richtung. Die Nebenbäche folgen durchweg der allgemeinen Abdachung, nur zeigen einige

¹²⁵⁾ Krusch, Erl. Bl. Dortmund, 1912.

— wie z. B. der Sicking-Mühlenbach und der von Norden kommende, seine Richtung oft wechselnde Wienbach — Besonderheiten, die noch nicht restlos geklärt sind.

Das Ijsselsystem greift nur mit einem kleinen Keil in das westliche Münsterland hinein, die beiden südlichsten Flüsse, die Bocholter Aa und der Silinger Bach erreichen nicht einmal das Kernmünsterland. Nur die Berkel schiebt sich mit ihrem Quellgebiet bis zu den Billerbecker Höhen vor. Durchweg sind diese Bäche direkt nach Westen gerichtet, ohne daß nennenswerte Änderungen im Grundriß vorkommen. Nur die Berkel schwenkt etwas nach Nordwesten ab, und auch der Oberlauf der Buurser Beek, die Ahauser Aa, hält diese Richtung ein.

Erst im Vechtesystem setzt sich die Nordwestrichtung, ja sogar die nördliche Abdachung durch. Die Vechte entspringt in der Nähe von Darfeld, fließt anfänglich nach Nordwesten parallel zu der Schöppinger Aufsattelung und zieht dann über Metelen auf den Rothenberg bei Wettringen zu. Hier, vor der Ochtrup—Rothenberger Aufwölbung, biegt sie nach Osten um und schmiegt sich in ihrem weiteren Verlauf eng an den hier entwickelten Oberkreide-Schichtrücken der Wettringer Höhen an, die allmählich aus der Ost- in die Nordrichtung umschwenken. Der wichtigste Nebenfluß von rechts, die Burgsteinfurter Aa, entwässert den Nordteil der Hohenholter Senke, die sie zunächst entsprechend der Struktur von Südsüdost nach Nordnordwest durchfließt, ehe sie die Nordrichtung einschlägt und die Steinfurter und Wettringen—Rheiner Schichtrücken durchsägt. Ursprünglich scheint sich von Emsdetten über das Hollicher Feld bis zur Brechte hin das Kattenvenner Tal fortgesetzt zu haben, in das die obere Vechte und Burgsteinfurter Aa mündeten.

Die Dinkel, der wichtigste Nebenfluß der Vechte, hält in ihrem Oberlauf bis Heek die Nordostnordrichtung ein und fließt damit parallel der westlichen Geländestufe der Osterwicker Platte. Dann biegt sie nach Nordwesten um und zieht durch die Gronauer Niederung entlang dem Oldenzaaler Geestrücken. Auffälligerweise liegt in der Fortsetzung der Nordostnordrichtung das niedrig gelegene Ströhenfeld, das eine Senke nach Metelen an der Vechte andeutet. Man kann vermuten, daß einst die Dinkel über das Ströhenfeld direkt mit der oberen Vechte verbunden war und erst nachträglich nach Nordwesten abgelenkt wurde.

Überprüft man das Gewässernetz der Westfälischen Bucht auf seine räumliche Bedeutung, so ist ganz allgemein festzustellen, daß trotz der gelegentlich guten Einpassung in die orographischen Großformen die durch das Gewässernetz gezogenen Linien (Wasserscheiden und Hauptflüsse) für die Aussonderung von Naturräumen nur bedingt zu gebrauchen sind. In dieser Hinsicht nimmt die Bucht eine Zwischenstellung ein: ihr Netz ist für eine naturlandschaftliche Gliederung nicht so bedeutungslos wie das des Weserberglandes, aber auch nicht so entscheidend wie das des Südergebirges. Das liegt weniger an seiner geringen Entwicklung, sondern daran, daß sich die einzelnen Flußgebiete aus sehr heterogenen Teilen zusammensetzen und so die verschiedensten Kleinräume in einem Flußbereich vereinigt werden. Nur in zwei Fällen decken sich Flußgebiete mit Landschaftsgebieten. So ist im Südosten der Almebezirk identisch mit der Paderborner Hochfläche, und ebenso wurde im Südwesten das Emschergebiet als ein, noch näher zu begründendes, einheitliches Landschaftsgebiet angesprochen. Dagegen haben die Einzugsbereiche von Lippe, Ems, Vechte und Berkel teil an sehr verschiedenen Landschaftsgebieten, so daß ihre Wasserscheiden selten als Landschaftsgrenzen herangezogen werden können. Anders ist das mit den Flußläufen selbst. Ems, Lippe und Dinkel sind in einzelnen Abschnitten regelrechte Saumflüsse entlang markanter Schichtstufenhänge, und darauf beruht zum großen Teil ihre grenzbildende Kraft. Dabei übernimmt naturgemäß nicht der Fluß, sondern das ganze Tal die Funktion eines Grenzsaumes. Erst die Nebenbachsysteme passen sich weitgehend in die kleinen Formengemeinschaften ein, und mit ihrer Hilfe ist es sogar möglich, in manchen Gebieten (z. B. Hellweg) eine feinere formenkundliche Differenzierung durchzuführen.

b) Die Täler und ihre Formen

Anordnung der geologischen Formationen, präglaziales Relief und Verbreitung und Ausbildung der diluvialen und alluvialen Bildungen machen auch manche Erscheinungen der Talformung, der Dichte des Gewässernetzes und der Art der Wasserführung verständlich. Doch hat die landeskundliche Forschung diese Probleme etwas vernachlässigt, so daß wir z. B. über die Grundwasserverhältnisse, die für die kleinlandschaftliche Gliederung der Westfälischen Bucht und des Westfälischen Tieflandes wie überhaupt für den gesamten Nordwesten große Bedeutung haben, nur sehr wenig aussagen können. Deshalb kann hier auch nur eine knappe Zusammenstellung einiger bisher erkannter Tatsachen gegeben werden.

Bei den Talformen ist das Terrassensohlentäl nur bei den größeren Flüssen ausgebildet. Und auch hier sind es meistens nur eine bis zwei Terrassen, die man feststellen kann. Dabei muß die Einordnung der Terrassen vom Rhein und seinen Ablagerungen ausgehen. Das älteste diluviale Formationsglied, das unter der Grundmoräne der Saalevereisung anzutreffen ist, stellt die Hauptterrasse dar. Ihr Verlauf ist auf Grund der Kiese und Sande, die, oft eisenschüssig und zum Teil verlehmt, stellenweise unter Grundmoräne und Decksand liegen, eindeutig durch die geologische Spezialaufnahme festgelegt. Ihre Ostgrenze verläuft in fast nördlicher Richtung von Mülheim an der Ruhr über Osterfeld westlich Bottrop, Kirchhellen, Ostrich westlich Dorsten, Erle westlich Rhade, Raesfeld, Hoxfeld westlich Borken, Groß-Burlo und Winterswijk nach Enschede. Im Westen, zum Rhein hin, fehlt ab Dinslaken die Mittelterrasse; sie taucht hier unter die Niederterrasse, so daß die Hauptterrasse mit einem markanten Steilabhang unmittelbar an die vorgelagerte Niederterrasse grenzt. Im allgemeinen senkt sich die Hauptterrasse von Süden nach Norden. Am Ostrand erreicht sie südlich der Lippe 75 m (Fernwald) und 72 m (Kirchheller Wald), nördlich der Lippe 69 m (Wolfsberg), 64 m (bei Raesfeld) und 51 m (bei Burlo). Auffällig ist, daß sie die angrenzenden Landschaften im Osten um etliche Meter überragt, besonders deutlich im Süden, so daß die Hauptterrasseengrenze auch gegen die Westfälische Bucht durch eine Geländekante orographisch markiert wird. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß Ausformung und Ausräumung der Bucht vor allem im Altdiluvium stattgefunden haben. In ihrer allseitigen orographischen Abgrenzung stellt die Rheinhauptterrasse eine selbständige Formenlandschaft dar, die sich zudem durch ihren Waldreichtum von den benachbarten Gebieten unterscheidet und somit Westfälische Bucht und Niederrhein markant trennt. Nach der morphologischen Entwicklung und dem Formenschatz ist sie eindeutig ein Glied der großen Aufschüttungsebene des Niederrheins.

Von Ruhr, Emscher, Lippe, Issel, Bocholter Aa und Berkel wird heute die Hauptterrasse des Rheins gequert, und es wäre möglich, von dort aus die Terrassen dieser Nebenflüsse flußaufwärts in die Bucht hinein zu verfolgen. Bei der Ruhr, die zum Südergebirge gehört, sind die Verhältnisse in dieser Hinsicht geklärt. An der Emscher sind bisher nur die Ablagerungen der Mittelterrasse und der Niederterrasse bekannt geworden. Dabei ist die Mittelterrasse oberflächlich erst in wenigen Resten beobachtet worden, und zwar von Breddin in 15–25 m Höhe über dem heutigen Emschertal bei Bottrop. Manche Ablagerungen fluviatiler Natur und Einebnungsflächen, die man nach ihrer Höhenlage als Mittelterrassen angesprochen hat, sind nach Udluft¹²⁶⁾ nur mit Vorsicht zu werten. Am weitesten verbreitet ist die Niederterrasse der Emscher, die mit den Talsanden und den alluvialen Bildungen das Tal der Emscher beherrscht.

Für die untere Lippe und ihre Terrassen hat Udluft¹²⁷⁾ eine Zusammenstellung gegeben. Eine Hauptterrasse fehlt. Auch Mittelterrassenreste konnten nur in spär-

¹²⁶⁾ Udluft u. Bärtling, Erl. Bl. Bottrop, 1937, 47.

¹²⁷⁾ Udluft, Diluvium des Lippetales, 1933.

lichem Umfange auf der linken Seite oberhalb von Torfvann südlich Gahlen und Besten bei den als „Rüthe“ und „Endemann“ bezeichneten Höfen und auf der rechten Lippeseite nordöstlich Altschermbeck festgestellt werden. Die Höhenlage beträgt auf der linken Seite bei Besten 48 m und auf der rechten Seite 45 m, so daß die Mittel-terrasse etwa 20 m über dem heutigen Lippeniveau liegt. Ferner wurden von Udluft Mittelterrassenreste am Steinberg bei Rhade¹²⁸⁾ und von Breddin¹²⁹⁾ in einem Nebental bei Altendorf-Ulfkotten aufgefunden. Rechnet man noch vereinzelt vorkom-mende Einebnungen gleicher Höhenlage zu der Mittelterrasse, so ist sie flußaufwärts bis Lippramsdorf und vermutlich bis Haltern zu verfolgen. Im Halterner Haupttal fehlt sie entsprechend der Entwicklung des Lippetales. Erst ab Bork-Hassel, bei Holthausen und bei Haltern finden sich wieder Reste der Mittelterrasse. Hier folgt sie sogar den kleinen Bächen. Sehr gut ist die Niederterrasse der Lippe ausgebildet. Bei der Mündung liegt sie 5 m über der Aue, flußaufwärts wird der Abstand geringer: Bei Dorsten beträgt er 3—4 m, bei Hervest 3 m, bei Wulfen 2 m, bei Lippramsdorf 1—2 m und ab Haltern schließlich 1 m. Von hier ist eine eindeutige Trennung zwischen Aue und Niederterrasse kaum noch durchzuführen. Erst ab Lünen ist wieder eine breite Niederterrasse einwandfrei festzustellen, die sich wahrscheinlich bis in den Oberlauf hinaufzieht und hier als hochflutfreies Gelände durchweg die Ackerfluren der Altbauern, die Esche, trägt.

An den nach Westen gerichteten Flüssen des Ijsselsystems ist ebenfalls, soweit man das heute beurteilen kann, die Niederterrasse am besten ausgebildet, und wie-derum, aufgespalten in trockene Höheninseln, Träger der Eschfluren. Bei der Ems ist erst ab Warendorf das Bett tiefer eingeschnitten, weiter abwärts schaltet sich eine Terrasse ein, die etwa 3 m unter der Sandebene und ebensoviel über dem Fluß liegt. Die Breite der Terrasse schwankt sehr, bei Emsdetten beträgt sie sogar 700 m. Nach Wehrli¹³⁰⁾ ist diese Terrasse auf Grund des Fossilinhaltes bestimmt alluvialen Alters. Ähnliche Terrassen kann man auch an den größeren Flüssen des Vechtesystems, an der Dinkel, Vechte und Steinfurter Aa beobachten, wo sie ebenfalls die Eschfluren der alten Siedlungen tragen. Wenn somit die Flußterrassen für das natur- und kulturgeographische Raumgefüge einige Bedeutung haben, so ist dennoch in der Westfälischen Bucht nur in wenigen Fällen eine Flußterrassenland-schaft als Sonderlandschaft auszugliedern. Dafür sind die Terrassen ein zu verein-zeltes Formenelement, das sich zudem ohne weiteres in die umgebende Landschaft einordnen läßt.

Das gleiche gilt für die Talformen. Tief eingelassene Engtäler, in denen ab und zu Terrassen nur in Form von Spornen ausgebildet und erhalten sind, finden sich nur im Paderborner Kalkgebiet. Weit verbreiteter ist das Muldental, das sog. Wiesenbachtal, bei dem das Ufergelände ohne merkliche Stufung allmählich von der Talaue ansteigt. Teilweise erweitert sich das Tal zu einer großen Flach-mulde, wie es z. B. im oberen Emsgebiet der Fall ist. Hier ist die Gefahr der Ausuferung und der Flußverlegung sehr groß, zudem steht das Grundwasser in diesen Gebieten sehr hoch, der Boden versauert leicht und neigt zur Vermoorung. In gewisser Weise spiegelt die Verbreitung der Niedermoore die Anordnung dieses Taltyps wider, der sich vor allem im Münsterland, im Gebiet nördlich der Lippe, entwickelt hat. — Eine besondere Talform findet sich in der Senne und dem anschließenden Sand-gebiet, wo die Bachufer überhöht sind. Die zahlreichen, nebeneinander herlaufenden Bäche sind nicht durch Bodenwellen getrennt. Es fehlt ein ausgeprägtes Tal. Die Sohle liegt teilweise über dem umgebenden Gelände, so daß etwa ausgetretenes

¹²⁸⁾ Auf der geol. Karte Blatt Raesfeld 1:25.000 ist dieser Terrassenrest als „Niederterrasse — höhere Stufe“ angegeben.

¹²⁹⁾ Breddin, Erl. Bl. Marl, 1937.

¹³⁰⁾ Wehrli, Münstersche Bucht, 1941, 42.

Wasser nicht mehr zu demselben Lauf zurückgelangen kann, sondern entweder in einen tiefer gelegenen Wasserlauf übergeht, verdunstet oder stagniert und niedrige Stellen versumpft. — *Kerbtäler* sind dort entwickelt, wo das Gehänge steil ist, und so finden wir sie in erster Linie auf den Traufseiten der markantesten Schichtstufen, auf der Paderborner Hochfläche, am Haarabfall zur Möhne hin, sowie in den Billerbecker und den Beckumer Höhen. — Eine sehr seltene Talform, das *Wannen-tal*, hat Bärtling¹³¹⁾ in den Borkenbergen beobachtet. Es ist trocken und wird nur bei großen Regengüssen vom Wasser als Abflußweg benutzt. Bärtling nimmt an, daß bei seiner Gestaltung der Wind eine große Rolle gespielt hat.

c) Flußdichte

Über die Flußdichte liegt nur eine Arbeit von Suerken¹³²⁾ vor, die sich mit dem Ostteil der Bucht befaßt. Entscheidend für die Dichte des Gewässernetzes ist nach ihm der geologische Untergrund, der zugleich die Verteilung der Quellhorizonte regelt. Arm an Gewässern sind vor allem die Kalkgebiete. So beträgt auf der Paderborner Hochfläche und der Haarabdachung die Flußdichte nach Suerken 0,0, nur in einem schmalen Streifen in unmittelbarer Nachbarschaft der Alme, Afte und Altenau steigen die Werte auf 0,5—1. Diese Tatsache erklärt sich aus dem Klüfte- und Spaltenreichtum des Gesteins. Wohl wird der oberflächliche, lehmige Boden beim Niederschlag rasch verschmiert und zwingt damit zu einem oberflächlichen Abfließen des Wassers in kleinen Rinnsalen; aber diese Bodenschicht ist so dünn, daß bei tieferem Einschneiden das Gewässer auf den anstehenden Kalk stößt und dann rasch versickert. Die gleiche Erscheinung beobachtet man auch auf dem Kalksandstein der Beckumer und der Billerbecker Höhen. Ähnlich geringe Flußdichten sind auch den Halterner Höhen eigen. Hier ist der durchlässige Sand für das rasche Versinken des Oberflächenwassers verantwortlich.

Im Gegensatz dazu sind das Ostmünsterland, das Hellweger Tal und das südwestliche und nordwestliche Münsterland reich an Gewässern. Durchweg beträgt die Flußdichte 1—2, steigt häufig auf 3 und stellenweise sogar auf 4. Am Hellweger Tal setzt sie schlagartig mit der Linie Paderborn—Soest—Werl—Dortmund ein. Entscheidend ist dafür der Reichtum an Quellen, die sich an dieser Linie häufen und dauernd eine Menge Wasser zu Tage fördern. Diese Quellenreihe erklärt sich aus dem geologischen Untergrund. Im Turonpläner wandert das eingesunkene Oberflächenwasser in „Kanälen“ nach Norden entsprechend dem Einfallen der Schichten. Dabei staut es sich an der tonigen Emscherschicht, die den Turonpläner am Hellweg oberflächlich ablöst. Dieser Stau wird noch verstärkt durch die aufsteigenden Solwasser, die, spezifisch schwerer, sich nicht mit Süßwasser vermischen. Auch im Ostmünsterland ist eine Quellenreihe, besser ein Quellenstreifen, der Beginn eines dichten Gewässernetzes. Dieser quellenreiche Saum läßt sich von Schlangen über Haustenbeck, Stukenbrock, Brackwede, Halle, Rothenfelde bis Lengerich verfolgen, und zwar innerhalb des grobgekörnten Sandes, der an und für sich sehr wasserdurchlässig ist.

Die Entstehung der Quellenreihe ist noch nicht restlos geklärt. Suerken führt zwei Möglichkeiten an. Nach der ersten liegen die Verhältnisse so wie am Haarstrang. Das in den Plänerkalken des Osnings versickernde und absteigende Wasser staut sich vor der Emschermergelschicht, die unter dem Sande verborgen liegt, und wird so zum Aufsteigen gezwungen. Sollte diese Erklärung zutreffen, dann müßte man eigentlich eine Quellenlinie erwarten, die aber nicht vorhanden ist. Suerken hat deshalb auch noch eine zweite Erklärung angedeutet. Danach trifft der rasch bewegte, von dem Abhang des Osnings kommende Grundwasserstrom auf das weniger bewegte Grundwasser der Emssandebene. Wo beide zusammentreffen, wird — auch wenn sie die

¹³¹⁾ Bärtling, Niederrheinisch-westf. Industriebezirk, 1913 u. 1925.

¹³²⁾ Suerken, Flußdichte, 1909.

gleiche Bewegungsrichtung besitzen — ein Anstau des Wassers infolge der verschiedenen Geschwindigkeit des Wassers stattfinden. Durch ihn wird Wasser nach oben gedrückt, das die mächtigen Sanddecken durchbricht und eine intensive Quellbildung hervorruft.

Die Flußdichte des Kernmünsterlandes ist, soweit man Suerken folgen kann, auffällig wechselvoll. Das hängt sicherlich mit dem Gesteinswechsel zusammen, doch können genauere Angaben noch nicht gemacht werden.

d) Wasserführung

Die Verteilung der Quellhorizonte, die sich eng an geologische Linien anlehnt, gibt auch Aufschluß über die Art der Wasserführung. Kalkgebiete besitzen durchweg periodisch fließende Gewässer. So liegen auf der Paderborner Hochfläche der Ellerbach auf der Strecke von Dahl bis Kirchborch, die Sauer von Lichtenau bis Iggenhausen und von Grundsteinheim bis Atteln im Sommer trocken. Selbst die Altenau führt streckenweise — so von Henglarn bis Kirchborch — nur periodisch Wasser¹³³⁾. An der Haarabdachung sind die sogenannten Schledden ebenfalls periodisch trockene Täler oder, was noch häufiger ist, episodisch oder sogar dauernd trockene Täler, in denen nur in sehr nassen Wintern oberflächlich Wasser abfließt. Dabei sind die Schledden drei bis vier Meter tiefe Schluchttäler und münden mit einem großen Schuttkegel in das Hellweger Tal. Auch in den Beckumer und Billerbecker Höhen sind periodisch fließende Bäche auf den höheren Partien häufig. In den Baumbergen liegen die wasserreichsten Quellhorizonte in 80—100 m Höhe. Nur dort, wo die zentrale Mulde der oberen Mukronaten als Wasserspeicher angezapft wird, finden sich Quellen in 120—140 m Höhe. In dem höher gelegenen Stockwerk des Baumbergplateaus sickert das Wasser rasch ein. Wo es sich sammelt, verschwindet es nach einer kurzen Strecke. So kommt es auch, daß hier der Grundwasserspiegel sehr tief liegt. In den Beckumer Bergen befinden sich die Quellenreihen an den Stufenrändern, wo die undurchlässigen tonigen Schichten die härteren durchlässigen Kalksandsteinhorizonte ablösen. Gewässer- und quellenarm ist ebenfalls die höchste Bergebene, die Beckumer Platte, hier führen die meisten Täler nur periodisch Wasser. Dagegen liegt in den tieferen, umrahmenden Bergebenen der Grundwasserspiegel sehr hoch, durchweg 60—80 cm unter der Oberfläche. Neben den Schichtquellen finden sich zahlreiche Sumpfsquellen und Kuhlen, in denen das Wasser sich sammelt. Trotzdem führen auch hier die Täler nicht immer Wasser, besonders in den Monaten August und September sind zahlreiche Bäche trocken mit Ausnahme der Werse, der Angel, des Axtbaches, der Glenne, des Liesebaches und der Quabbe. Auch in den sandigen Halterner Höhen ist die Wasserführung der Bäche sehr unregelmäßig, da ein großer Teil des Niederschlages im Sommer rasch versickert.

V. Bodenplastik und Naturräume

Nach zwei Erscheinungsgruppen hat sich die Aufstellung der Naturräume innerhalb der Westfälischen Bucht zu richten. Grundlegend ist die Formenwelt der präglazialen Schichtstufenlandschaft, die durch den Muldenbau und die Verteilung und facielle Ausbildung der Kreideschichten bestimmt wird. Ihre Großformen — Landrücken, Bergebenen, Platten, Talungen und Flachsenken — sind zugleich die wichtigsten Relieftypen der Bucht. Diese werden überformt und überlagert von diluvialen und alluvialen Bildungen. Sie sind das zweite ordnende Prinzip bei der Aussonderung der Naturräume. Das Gewässernetz und die aus ihm abgeleitete

¹³³⁾ Stille, Paderquellen, 1903.

hydrographische Gliederung sowie die Höhenlage und Höhenstufung haben für die Abgrenzung der Relieftypen eine geringe Bedeutung. Auch sind sie bei der Aufstellung von Landschaftsgebieten nur im beschränkten Umfange zu berücksichtigen.

a) Die bodenplastischen Raumtypen (Abb. 16, Tab. 10, 11)

Bei den **Vollformen** lassen sich drei Typen unterscheiden. Erstens gehören zu ihnen jene Höhen, die auch im geologischen Sinn Aufsattelungen = Schwellen darstellen, so der Roruper und der Schöppinger Berg. Zweitens rechne ich dazu die als Härtinge oder Wasserscheidenreste erhaltenen Landrücken, wie sie im Delbrücker und Recklinghauser Rücken und in der Haar-Höhe ausgebildet sind. Sie hängen eng mit dem Schichtstufenbau zusammen. Der dritte Typ, die Hügel und Kuppen, ist durchweg aus einer Schichtlehne herausgearbeitet. Die Vollformen sind in der Bucht mit 16 Landschaften vertreten: 9 Hügel- und Kuppenlandschaften, 5 Landrücken und 2 Bergschwellen.

Bei den **Ebenheiten** oder **Plattformen** lassen sich nach Entstehung und Höhenlage ebenfalls drei Typen aussondern. Die Bergebenen bzw. -platten sind genetisch Schichtlehnen und liegen innerhalb der Bucht über 150 m, im Südosten erreichen sie die 400-m-Linie. Da sie ihre Umgebung meistens überragen, sind sie der Abtragung weit mehr ausgesetzt und haben die diluviale Decke, soweit überhaupt vorhanden, fast vollständig verloren. Bei den Bergebenen tritt deswegen auch das Grundgestein, Kreidekalk und Kreidemergel, oft bodenbildend zutage. Demgegenüber liegen die flachwelligen Platten durchweg unter 150 m und sind meistens mit mehr oder minder dicken Grundmoränenschichten überlagert. Noch niedriger (unter 60 m) liegen die meisten Sandebenen, wie man die fast tischebenen Flächen innerhalb der Bucht bezeichnen kann. Ihnen ist die weitgehende Überdeckung mit diluvialen und alluvialen Sanden gemeinsam. Zu den Sandebenen sind auch die Geestplatten zu rechnen. Sie bestehen zwar aus Grundmoräne; aber diese ist meistens ausgelaugt, so daß nur ein lehmiger Sand übrig geblieben ist. Eine Sonderform ist ebenfalls die Dünen-Sandebene, die trotz des oft bewegten Kleinreliefs noch zu dieser Gruppe zu stellen ist. Ebenso sind die etwas bewegten Flachwellenlandschaften durchweg zur Gruppe der Sandebenen zu rechnen. Von den 31 Ebenheiten innerhalb der Bucht entfallen auf die drei genannten Gruppen je 10 bzw. 11. Das verdeutlicht am besten das Absinken des Geländes von der Paderborner Hochfläche und dem Haarstrang über das Kernmünsterland zu den randlichen Tieflandschaften und den gleichwertigen Anteil von Bergebenen, Platten und Sandebenen am Aufbau des Großraumes.

Bei den **Hohlformen** kann man 3 Typen unterscheiden: die Flachmulden mit einem mehr quadratischen Grundriß; die Talungen, die entweder ehemaligen oder jetzigen großen Flüssen ihre Entstehung verdanken und bei denen die Breite von der Länge um ein Vielfaches übertroffen wird, oder die als Flußtallandschaften, im engeren Sinne als Terrassenlandschaften, sich eng an die heutigen Flußläufe anschließen. Eine besondere Form ist die Niederung, die sich durch einen hohen Grundwasserstand auszeichnet und Flach- und Hochmoore besitzt. Von den 21 Hohlformen rechne ich 13 zu den Talungen (davon 3 Flußtallandschaften), 6 sind Flachmulden und nur 2 Niederungen. — Mit dieser vom Relief abzuleitenden kleinlandschaftlichen Gliederung überschneidet sich die durch die **Bodenbedeckung** gegebene Einteilung. Von den 68 Landschaften der Bucht sind 33 mit Sand bedeckt — davon besitzen 4 Dünen und weitere 4 auch noch Moore —, 15 sind mit Grundmoränen überlagert, 11 tragen Löß, und bei 9 tritt mehr oder minder das kalkige Grundgestein zutage. Bei der Grundmoräne muß man zwei Arten unterscheiden, eine mehr mergelige Lokalfacies, Klei genannt, und eine mehr sandig-lehmige Ausbildung. Rechnen wir die letztere, die lehmig-sandige Grundmoränen-

landschaft, die Geestplatte, zu den Sandlandschaften und fassen die mergelige als einen besonderen Typ, als Kleilandschaft auf, dann setzt sich die Westfälische Bucht zusammen aus 36 Sandlandschaften = 53 %, 12 Kleilandschaften = 18 %, 11 Lößlandschaften = 16 % und 9 Kalklandschaften = 13 % aller Kleinlandschaften.

Die Beziehung dieser nach der Bodenart ausgewählten Typen zu den oben angeführten Formenlandschaften verdeutlicht Tabelle 10.

Tabelle 10 **Bodenart und Relieftypen in der Bucht**

Bodenart	Zahl	Vollformen		Hohlformen		Plattformen	
		Zahl	%	Zahl	%	Zahl	%
Sandlandschaft	36	7	19	18	50	11	31
Lößlandschaft	11	2	18	3	27	6	55
Kleilandschaft	12	4	33	—	—	8	67
Kalklandschaft	9	3	33	—	—	6	67

Doch ist zu bedenken, daß man die bei den Kalklandschaften angeführten 6 Berg-ebenen wegen ihrer hohen Lage ebensogut zu den Vollformen rechnen kann. Berücksichtigt man diesen Umstand, dann erfüllt Sand in erster Linie Hohlformen und Ebenheiten, Löß bedeckt Ebenheiten und Hohlformen, Klei bevorzugt Ebenheiten und erst an weit zurückliegender Stelle Vollformen, während sich der Kalk auf hohegelegene Landschaften beschränkt.

Es würde sinnvoll sein, wenn man in den Namen der Kleinlandschaften beide Erscheinungen, Relieftyp und Bodenart, zum Ausdruck bringen könnte, wie Sandebene, Lößplatte usw. Bei manchen ist das möglich, doch läßt sich dieses Prinzip nicht bei allen Bezeichnungen durchführen, da man sich sonst mit Wortungeheuern belasten würde.

Es entspricht dem Gesamtaufbau der Bucht, daß bei den ausgesonderten 68 Formenlandschaften, deren durchschnittliche Größe 132 qkm ist, die Plattformen mit 31 = 46 % an erster Stelle stehen, ihnen folgen 21 Hohlformen mit 31 % und 16 Vollformen mit 23 %. Während das landschaftliche Gefüge der Bergländer durch die Folge: Vollform - Ebenheit - Hohlform bestimmt wird, gilt für die Bucht schon die Regel: Ebenheit - Hohlform - Vollform.

b) Die Höhenstufen (Abb. 13, 16b)

Genau auf Zahlen hinweisende Höhenstufen sind nicht vorhanden. Jedoch ist es auf Grund der Boden- und Abflußverhältnisse möglich, sie dem Tiefland oder dem Unterland zuzuweisen. Klimatische Fakten, vor allem die Verteilung des Niederschlags, lassen den echten tiefländischen küstennahen Bereich von dem mehr unterländischen binnenländischen Bereich absondern.

Die tiefländische Stufe hat ihr Niederschlagsmaximum im August. Die binnenwärtige Grenze umschließt das Westmünsterland und den westlichen Teil des Ostmünsterlandes. Demgegenüber gehört der größte Teil der Westfälischen Bucht zum Juli-Maximumgebiet und ist in die unterländische Stufe einzuordnen. Die Grenze beider Stufen kann man in etwa mit der 40-m-Isophyse parallelisieren. Die Paderborner Hochfläche erreicht indessen schon Höhen über 300 m und ist so klimatisch der oberländischen Stufe zuzuweisen, deren untere Grenze bei etwa 170—200 m angesetzt werden kann.

c) Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume (Abb. 10—16, 26, Tab. 11, 12)

Beachtet man in der Westfälischen Bucht nur die geologischen und orographischen Verhältnisse, so erscheint auf den ersten Blick eine Gliederung in fünf Landschaftsgebiete dem Sachverhalt am besten gerecht zu werden. In der Mitte liegt das Kernmünsterland, aufgebaut aus den jüngsten Schichten des oberen Senons, den Quadraten und Mukronaten, und flankiert von den Baumbergen oder Billerbecker Höhen und von den Beckumer Bergen. Allseitig wird es von vier Landschaftsgebieten umrahmt: im Südosten von der Paderborner Hochfläche, im Süden vom Emscher-Hellweg-Gebiet, im Westen vom Westmünsterland und im Nordosten von der Emssandebene oder dem Ostmünsterland. Das unterschiedliche Gefüge dieser fünf Gebiete verdeutlicht Tabelle 11.

Tabelle 11 Landschaftsgebiete, Relieftyp und Bodenart

Gebiet	Zahl	Relieftyp			Bodenart			
		Vollformen	Hohlformen	Plattformen	Löß	Klei	Kalk	Sand
Kernmünsterland	18	4	3	11	—	10	5	3
Paderborner Hochfl.	4	—	—	4	1	—	3	—
Emscher-Hellweg-G.	17	5	7	5	10	—	1	6
Westmünsterland	15	5	6	4	—	—	—	15
Ostmünsterland	14	2	7	5	—	2	—	12

in %

Kernmünsterland	18	22	17	61	—	55	28	17
Paderborner Hochfl.	4	—	—	100	25	—	75	—
Emscher-Hellweg-G.	17	30	40	30	59	—	6	35
Westmünsterland	15	33	40	27	—	—	—	100
Ostmünsterland	14	14	50	36	—	14	—	86

Danach überwiegen im Kernmünsterland die Ebenheiten und Vollformen, auf der Paderborner Hochfläche die Ebenheiten, die Bergebenen, im Hellweg-Emscher-Gebiet die Hohlformen, während die Vollformen und Ebenheiten gleichen Anteil aufweisen; im Westmünsterland dominieren Hohl- und Vollformen und im Ostmünsterland weitaus die Hohlformen mit den Ebenheiten an zweiter Stelle. Bodenmäßig ist das Kernmünsterland ein Kleigebiet, die Paderborner Hochfläche ein Kalkgebiet, das Emscher-Hellweg-Gebiet ein Lößgebiet, und das West- und Ostmünsterland sind Sandgebiete mit einigen Mooren und Dünen.

Diese Fünfteilung, die sich weitgehend mit der bisher gebräuchlichen Gliederung der Westfälischen Bucht deckt, befriedigt aber nicht ganz. Beachtet man nämlich das landschaftliche Gefüge, d. h. Streichrichtung und Anordnung der Kleinlandschaften, und das Verhältnis der Relieftypen zueinander, dann lassen sich allein im Kernmünsterland drei Landschaftsgebiete unterscheiden, das Billerbecker Land, das Lüdinghauser Land und das Beckumer Land. Ebenso ist das Emscher-Hellweg-Gebiet in zwei Gebiete aufzugliedern, in den eigentlichen Hellweg und das westlich anschließende Emscher-Gebiet, und auch im Westmünsterland lassen sich zwei Gebiete aussondern: das Südwestmünsterland und das Nordwestmünsterland. Es ergeben

sich also neun Landschaftsgebiete, von denen aus erst die anderen natürlichen Erscheinungen — Klima, Boden und Vegetation — gebiets- und landschaftsgerecht eingeordnet werden können (Tabelle 12).

Tabelle 12 **Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen**

Landschaftsgebiet	Vollformen				Hohlformen				Plattformen				Gesamtzahl
	Schwelle	Rücken	Gehügel	Zahl	Mulde	Niederung	Talung	Zahl	Bergebene	Platte	Ebene/Sand	Zahl	
1. Billerbecker Land	2	1	—	3	1	—	—	1	1	2	—	3	7
2. Beckumer Land	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	—	5	5
3. Lüdinghauser Land	—	1	—	1	2	—	—	2	—	3	—	3	6
4. Paderborner Hochfl.	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	4	4
5. Hellweggebiet	—	1	3	4	4	—	2	6	3	—	—	3	13
6. Emscher-Gebiet	—	1	—	1	—	—	1	1	—	2	—	2	4
7. Südwestmünsterland	—	—	4	4	—	1	3	4	—	—	3	3	11
8. Nordwestmünsterland	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	3	3	4
9. Ostmünsterland	—	2	—	2	3	1	3	7	—	—	6	6	15
Westfälische Bucht	2	6	8	16	10	2	9	21	10	10	12	32	69

Billerbecker Land (1). Darunter verstehe ich das am weitesten nach Nordwesten in den atlantischen Klimabereich vorgeschobene Gebiet des Kernmünsterlandes, das nordwestliche Kleimünsterland. Sein Aufbau ist äußerst kompliziert. Es liegt kein einfacher Muldenbau vor, sondern eine beachtliche Spezialfaltung. Danach sind die Billerbecker Höhen nicht eine einfache Schichtstufenlandschaft, sondern es schalten sich Vollformen ein, die geologisch als Aufwölbungen, morphographisch als Härtlinge = Aufsattelungen harter Schichten anzusprechen sind. Daraus erklären sich die eigenartige Verteilung von Hoch und Tief und der Grundriß der Billerbecker Höhen, die sich nicht in das allgemeine Schema der Westfälischen Bucht einfügen lassen. Die höchsten Erhebungen ordnen sich in nordwest-südöstlicher Richtung an. Es sind der Bomberg im Nordwesten und der Tilbecker Berg im Südosten, die 180 m und mehr erreichen. Sie gleichen einem schmalen, leichtgewellten Plateau, das randlich durch einen Geländeabfall, der rasch von 180 auf 160 bis 155 m abstürzt, begrenzt wird. Die aufbauenden Schichten liegen in diesem Abschnitt durchweg muldenförmig, die Achse streicht von Tilbeck nach Darfeld. Das Bomberger Plateau ist somit eine reguläre Schnittfläche, die allseitig von Schichtstufen umrahmt wird. Die Schichten bestehen aus den obersten Mukronaten; glaukonitischen Mergeln und mergeligen Sandsteinen sowie Kalksandsteinen, dem Baumberger Sandstein. Bei dem weiteren Abstieg schaltet sich eine Verebnung in 140—150 m ein, die wiederum durch Geländestufen im Osten, Südosten und Nordwesten abgegrenzt wird. Während diese Verebnung um die Bomberge im allgemeinen sehr schmal entwickelt ist, erfährt sie im Nordwesten und im Südwesten durch ähnlich hohe Erhebungen des Schöppinger Berges und des Roruper Berges eine starke Verbreiterung. Beide sind im geologischen Sinne Aufwölbungen. Die nächsttiefere Verebnung liegt bei 80—90 m. Sie ist im Osten und Süden nur schmal entwickelt, breiter im Westen, wo sie eine flachwellige

Landschaft, die Osterwicker Platte, darstellt. Diese sinkt im Westen mit einer Geländestufe, die zugleich die Außengrenze des Billerbecker Landes bildet, gegen das Tal der Dinkel ab. Im Süden leitet die Bulderner Platte über zu der Abdachung des Dülmener Höhenrückens. Im Nordosten ist zu der Hohenholter Senke hin ebenfalls eine deutliche Geländestufe festzustellen, aber sie ist nur sehr schmal entwickelt. An die Senke schließt sich in allmählichem Anstieg der Altenberger Landrücken an, zu dem ich auch die grundmoränenbedeckte Fußfläche bei Nordwalde rechne.

Klimatisch weist das Billerbecker Land manche Züge auf, die es deutlich gegen die anderen Gebiete des Kernmünsterlandes absetzen. Die durchschnittliche Niederschlagsmenge berechnet sich auf 750 mm (Lüdinghauser Land 720, Beckumer Land 740 mm). Damit ist das Billerbecker Land trotz einiger Leelandschaften doch noch niederschlagsreicher als die beiden anderen Gebiete. Der stärkere ozeanische Einschlag zeigt sich auch in der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge. Das Minimum liegt wie in allen andern Gebieten durchweg im April, das Maximum dagegen bis auf eine Ausnahme im August; die Regen des hydrologischen Herbstes (Juli, August, September) übertreffen hier bei weitem die Niederschläge des hydrologischen Frühjahrs (April, Mai, Juni). Der küstennahe ozeanische Niederschlagstyp deutet sich darin an. Bei diesen allgemeinen Grundzügen läßt sich jedoch die kleinlandschaftliche Niederschlagsdifferenzierung nicht übersehen. Die höchsten Niederschläge über 800 mm erhalten die Erhebungen der Baumberge im weiteren Sinne (Schöppinger Berg, Bomberge, Roruper Berg), bedingt durch den schwachen Stau westlicher und südwestlicher Winde. Damit verschiebt sich hier in dem Höhenklima des Tieflandes das Minimum sofort in den Mai. Die Luvwirkung macht sich auch auf der westlich gelegenen Osterwicker Platte bemerkbar, die immerhin 790 mm Niederschlag erhält und einen geringen Überschuß aufweist (Minimum: April). Die östlich gelegene Hohenholter Senke und vor allem der Altenberger Landrücken sind indessen schon Lee-Landschaften. In der Senke beträgt der Niederschlag noch 750 mm, auf dem Altenberger Landrücken 700 mm und weniger (Defizit 85 mm). Hier liegt auch das Maximum noch im August. Auch die Bulderner Platte, im Lee der Halterner Berge gelegen, erhält zu wenig Niederschläge (720—740 mm, Defizit 20—30 mm).

Die Bodenkarte von Taschenmacher¹³⁴⁾ verzeichnet für das gesamte Billerbecker Gebiet vorwiegend schwach bis mäßig gebleichte nasse Waldböden auf lehmigen Bodenarten. Nur vereinzelt sind auf geringen Lößlehmflächen mäßig gebleichte braune Waldböden angezeigt. Ganz fehlen die lehmigen und steinigigen, kalkreichen Böden, die auf den Bombergen und dem Roruper Berg, wo der Geschiebelehm vollständig verschwunden ist, vorherrschend sind, und ebenso vermissen ich die rostfarbenen Waldböden, die in der Hohenholter Senke auf Sanden anzutreffen sind. Beachtet man diese unterschiedliche Ausstattung, dann wird auch die Verteilung der Waldtypen und der Getreidegesellschaften verständlich. Im Gegensatz zum Lüdinghauser Land steht im Billerbecker Gebiet der Hafer im Getreidebau an erster Stelle, wenn er auch nur 30—45 % der Getreidefläche einnimmt. Auf den Erhebungen gesellen sich zu ihm Weizen und Wintergerste, auf den Platten und im nördlichen Teil der Hohenholter Senke Weizen und Roggen und auf dem Altenberger Rücken Roggen und Weizen. Vorherrschend sind also neben dem feuchtigkeitsliebenden Hafer die anspruchsvollen Getreidearten Weizen und Wintergerste, während der Roggen mehr die sandig-lehmigen Böden der Hohenholter Senke und der Fußfläche des Altenberger Höhenzuges bevorzugt. Dieser Verteilung der Getreidegesellschaften entspricht die Anordnung der Waldgesellschaften, die Runge¹³⁵⁾ für einen Teil des Billerbecker Gebietes kartiert hat. Auf den Baumbergen mit ihren kalkig-

¹³⁴⁾ Taschenmacher, Bodenübersichtskarte, 1939.

¹³⁵⁾ Runge, Waldgesellschaften, 1940.

mergeligen Böden stockt der waldmeisterreiche Buchenwald. In allen andern Landschaften ist der sauerkleereiche Eichenhainbuchenwald vorherrschend. Nur auf den geringen sandigen Böden in der Hohenholter Senke findet sich der Eichenbirkenwald.

Beckumer Land (2). In seiner Höhenlage ähnelt dieses Landschaftsgebiet, das man auch als südöstliches Kernmünsterland bezeichnen könnte, dem Billerbecker Land. Doch zeigt es einen grundsätzlich anderen Aufbau. In seinem natürlichen Gefüge gleicht es vielmehr der Paderborner Hochfläche und bildet wie diese Rest und Rand einer zerfransten Hochfläche mit Steilhängen, die nach Süden und Osten schauen. Während die Billerbecker Höhen von allen Seiten als Berge erscheinen, treten die Beckumer Berge nur von der Lippe und Ems her als Höhen hervor und dachen nach Nordwesten allmählich ab. Nur die Ennigerloher Platte macht auf Grund des geologischen Baus und der umlaufenden Geländestufen eine Ausnahme. In klarer Weise lassen sich die bogenförmig angeordneten Geländestufen und Bergebenen verfolgen. Mergelige Quadratenschichten bilden den Sockel der Beckumer Höhen. Eine schwache Geländekante, die von Uentrop an der Lippe über Wadersloh nach Langenberg und weiter über Geweckenhorst bei Wiedenbrück nach Beelen und Freckenhorst verläuft, trennt die Quadratenschichtlehne, die im Süden (Wadersloher Platte) 90—100 m hoch ist und nach Nordwesten auf 70 m absinkt (Letter Platte), von der Lippetalung im Süden und der Emssandebene im Nordosten. Auf den Quadratensockel legt sich die aus Stromberger Schichten aufgebauten Stromberger Schichtstufe. Der begrenzende Traufhang beginnt bei Dolberg in 90 m Höhe und zieht über Unterberg, Wibberg nach Stromberg, wobei seine Firstlinie allmählich auf 145 m ansteigt. Dann springt die Stufe entlang dem Axtbach bis Oelde zurück, um dann wieder nördlich des Baches über Ostenfelde nach Westkirchen zu ziehen. Hier schwenkt sie nach Süden und bildet die Westgrenze der Ennigerloher Platte. In ähnlicher Weise ordnet sich die Beckumer Schichtstufe ein. Ihr Steilhang beginnt ebenfalls bei Dolberg, steigt nach Osten zu immer größeren Höhen an, wo der Mackenberg, ein Vorberg, sogar 173 m erreicht. Der Hellbach unterbricht dann die Stufe und trennt die Beckumer Platte von der Ennigerloher Platte. Letztere wird auf drei Seiten, im Osten, Norden und Westen, von den aus Beckumer Schichten bestehenden Traufhängen umzogen. Somit geben Bergebenen und Platten, getrennt durch Steilstufen, dem Beckumer Gebiet das Gepräge. Um die zentral gelegenen Beckumer und Ennigerloher Platten ordnen sich im Halbkreis die Stromberger Platten, die wieder von der tiefer gelegenen Wadersloher Platte im Süden und der Letter Platte im Norden umrahmt werden.

Gegenüber den umgebenden Gebieten erscheint das Beckumer Land mit seinen durchschnittlichen Regenmengen von 740 mm als relativ niederschlagsreich. Dennoch erhalten alle Stationen weniger Niederschlag, als ihnen nach der Höhenlage zukommen müßte (Defizit 30—70 mm). Am stärksten wirkt sich diese Leelage in den nordwestlichen Platten aus, da auch im Beckumer Gebiet die Südwestwinde Regenbringer sind. Ganz allgemein liegt hier das Maximum des Niederschlags im Juli, das Minimum im April. Eine feinere landschaftliche Differenzierung ist aus Mangel an Stationen noch nicht möglich.

Die Bodenverhältnisse sind sehr mannigfaltig. Auf der Beckumer Platte dominieren die Verwitterungsprodukte des Kalkmergels, Lehme und Tone, die zum Teil unter Nässe leiden. Die Stromberger Platten besitzen vornehmlich tonige Böden, aus denen sich ein nasser, mäßig gebleichter brauner Waldboden gebildet hat. Auf der Wadersloher, Letter und Ennigerloher Platte finden sich zwischen den nassen Waldböden größere Flächen sandig-lehmiger Bodenarten, in denen zum Teil rostfarbene Waldböden und Aueböden entwickelt sind.

Wie im Billerbecker Land, so steht auch im Beckumer Land der Hafer mit 30—45 % der Getreidefläche an erster Stelle. Als Begleitpflanzen gesellen sich zu ihm auf den Beckumer, Stromberger und Ennigerloher Platten Weizen und Wintergerste und in den peripheren Landschaften Weizen und Roggen und das sogenannte Menggetreide (Weizen und Wintergerste). Dementsprechend dominiert der feuchte, primelreiche Eichenhainbuchenwald, durchsetzt von Eichenbirkenwäldern auf den sandigen Bodenarten und von Buchenmischwäldern auf den Karbonatböden der Steilhänge.

Lüdinghauser Land (3). Dieses Gebiet, das innere Kernmünsterland, schiebt sich als flachwelliges Land entlang der Werse und der Stever zwischen die beiden Höhengebiete um Beckum und Billerbeck und vereinigt in der Anordnung seiner Kleinlandschaften die Strukturen des Nordwestens mit denen des Südostens. Im Süden scheiden die auf 80—100 m ansteigenden Lippehöhen als einzige Vollform das Gebiet vom Lippetal und damit vom Hellweg. Sie verlaufen schief zu den stratigraphischen nordwestlich gerichteten Linien und werden von Nebenflüssen zersägt, die über die lippenahen Randhöhen hinaus nach Norden vorgreifen bis an eine breit entwickelte Bodenwelle, die von Dolberg über Ester, Östrich, Hardenberg (117 m) nach Capelle zieht. Sie überragt um 20—30 m die lippenahen Höhen, trägt die Wasserscheide von Lippe und Ems und trennt somit die südliche Platte von den nach Norden abdachenden Flachwellen-Landschaften, der Ascheberger und Drensteinfurter Platte, die nach hydrographischen Gesichtspunkten (Einzugsbereich der Emmer bzw. der Werse) abgegliedert wurden. Im Nordwesten, gegen das Billerbecker Land, liegen zwei Flachmulden: die kleine Lüdinghauser Flachmulde im Süden und die größere Davert im Norden, die vereinzelt von Höhen durchsetzt wird. Als letzte Kleinlandschaft ist im Nordosten die Angelmulde (oder Angel-Platte) anzusprechen, die sich mit der sogenannten Vorhelmer Mulde als hydrographische Einheit (Angel-Einzugsbereich) in das Beckumer Gebiet hineinschiebt.

Auch klimatisch ist das Lüdinghauser Gebiet ein Übergangsbereich zwischen Südosten und Nordwesten. Die Niederschläge betragen im Durchschnitt 720—730 mm, sind also infolge der Lage nordöstlich der Halterner Höhen am geringsten im ganzen Kernmünsterland. Das Defizit berechnet sich auf 25—30 mm. Nach den wenigen Stationen zu urteilen, erhalten die westlich gelegenen Flachmulden der Davert und um Lüdinghausen die höchsten Niederschläge (740—750 mm), weil die zwischen den Halterner und Billerbecker Höhen gelegene breite Pforte das Eindringen westlicher und südwestlicher Winde ermöglicht. Daß die westlichen Landschaften des Lüdinghauser Landes stärker dem feuchten atlantischen Klima ausgesetzt sind als die östlichen und südlichen, ergibt sich auch aus dem Verlauf floristischer Linien. So verläuft u. a. nach Runge die Grenze zwischen dem primelreichen Eichenhainbuchenwald des Südostens und dem sauerklee reichen Eichenhainbuchenwald des Nordwestens auf der Linie Lüdinghausen—Ottmarsbocholt—Wolbeck—Telgte. Diese Grenze ist weniger auf unterschiedliche Bodenverhältnisse — beide Waldtypen stocken auf gleichen Bodentypen —, sondern auf Feuchtigkeitsunterschiede des Klimas zurückzuführen.

Bodenmäßig ist das Gebiet auf den ersten Blick sehr einheitlich. Schwach gebleichte, nasse braune Waldböden überwiegen. Doch sind einige Abweichungen nicht zu übersehen. So finden sich auf der Drensteinfurter Platte tonige, feuchte Karbonatböden und in der Lüdinghauser Flachmulde und der Davert nehmen sandige Böden große Flächen ein. Sie bilden entweder in tieferen Lagen mineralische Naßböden (Aueböden) oder sind auf den Erhebungen des Kiessandrückens, der durch die Davert zieht (Hohe Ward), zu mäßig gebleichten, rostfarbenen Waldböden verändert worden. Diesen klimatischen und edaphischen Gegebenheiten machen auch die Getreidegesellschaften und Waldtypen verständlich. Vorherrschend ist der Eichen-

hainbuchenwald in seinen verschiedenen Abwandlungen. Auf den Karbonatböden stockt ein Eichen-Buchen-Mischwald, in den Sandniederungen ein Auenwald (mit Erlen und Eichen) und auf den sandig-kiesigen Bodenwellen ein Eichenbirkenwald. — Die sandigen Flächen haben früher auch Zwergstrauchheiden (Callunaheiden) getragen, die im Kernmünsterland sich nur hier ausbildeten, während das Billerbecker und Beckumer Land so gut wie frei von Heiden waren. Bei der Getreidegesellschaft des Lüdinghauser Landes: Roggen-Hafer-Weizen nimmt Roggen im allgemeinen 30—45 % der Getreidefläche ein, nur im Osten um Drensteinfurt und auf der Angelplatte verschiebt sich sein Anteil zugunsten des Hafers (Hafer-Roggen-Weizen). Das deutet darauf hin, daß beide Getreidearten in allen Landschaften einen ziemlich gleichen Anteil an der Fläche besitzen und daß letzten Endes die Bodenfeuchtigkeit für den Getreideanbau hier eine große Rolle spielt. Überhaupt beeinflussen im Kernmünsterland der undurchlässige Boden und der damit verbundene hohe Grundwasserstand in entscheidendem Maße Bodentyp, Pflanzenwelt und Kulturvegetation. Dadurch erhält das Kernmünsterland seine Eigenart und unterscheidet sich darin eindeutig von allen andern Landschaftsgebieten der Westfälischen Bucht.

Paderborner Hochfläche (4). Damit wird ein sehr einheitliches Gebiet umrissen, das schon die Katastralabschätzung als Paderborner Kalkgebiet ausgesondert hat. Sein Name ist nicht von der peripher gelegenen Stadt Paderborn abzuleiten, vielmehr soll er die Zugehörigkeit zum Bistum Paderborn andeuten. Paderborner „Land“ ist zu weit, man müßte aus historischen Gründen dazu noch das Sandgebiet des Delbrücker Landes und das Oberwälder Land rechnen. Deshalb ist der von Hoffmann¹³⁶⁾ geprägte Begriff Paderborner „Hochfläche“ als Gebietsbezeichnung vorzuziehen.

Die Grenze der Paderborner Hochfläche ist im Osten und Süden durch den Steilhang der Cenomanschliffstufe vorgezeichnet. Im Nordwesten folgt sie im östlichen Teil dem Abfall der Kreidetafel zu dem mit Grundmoränen und Schottern bedeckten Marienloher Flachwellenland, im Westen der linksseitigen Alme-Wasserscheide. Damit ist die Paderborner Hochfläche zugleich eine hydrographische Einheit (Alme-Gebiet), deren Wasserhaushalt sich auch in anderer Hinsicht (geringe Flußdichte, Versickerung des Wassers, periodisch fließende Bäche usw.) von den Nachbargebieten unterscheidet. Maßgebend für ihre Sonderstellung ist auch die Höhenlage. Als einziges Landschaftsgebiet der Westfälischen Bucht gehört die Paderborner Hochfläche schon in die untere montane Stufe.

Vier Kleinräume habe ich ausgesondert, die sich nach ihrer Oberflächengestalt weitgehend ähneln (Bergebenen) und sich nur in der Höhe, dem Gesteinsuntergrund, der obersten Bodenschicht und in der Lage unterscheiden. Sehr schmal ist die von Norden nach Süden ziehende Lichtenauer Bergebene, angelegt im Cenoman. Etwas breiter ist die westwärts anschließende Bergebene des Sintfeldes, die sogar Höhen bis 400 m erreicht. An beide schließen sich entsprechend dem Verlauf der Großformen dreieckig geformte Turon-Schnittflächen an, das Blockfeld im Nordosten und die Brenkener Bergplatte im Nordwesten. Beide senken sich allmählich auf 200 m und sind durch das tief eingelassene Tal der Altenau getrennt. In ihrer Anordnung spiegeln diese vier Kleinlandschaften den Großformenschatz der Paderborner Hochfläche wider.

Klimatisch ist die Paderborner Hochfläche ein Leegebiet im Regenschatten des Südergebirges. Trotz der Höhenlage beträgt die durchschnittliche Niederschlagsmenge 820 mm, das Defizit berechnet sich auf 70, ja sogar bei höher gelegenen Stationen auf 200 mm. Das Niederschlagsmaximum liegt im Juli, das Minimum im

¹³⁶⁾ Hoffmann, Das nordwestliche Deutschland, Zitiert bei Kohl, Der Rhein, 1851.

Mai. Trotzdem ist die Paderborner Hochfläche, verglichen mit dem benachbarten Oberwälder Land, noch verhältnismäßig niederschlagsreich (100 mm mehr). Dazu kommen die kühlen Temperaturen. Die 0°-Jahres-Isotherme, die das atlantische Höhenklima vom Tieflandsklima trennt, läuft am Nordrand der Paderborner Hochfläche entlang.

Auch die Bodenverhältnisse sind sehr gleichartig. Bis auf das Sintfeld, wo Löß liegt und ein nicht oder kaum gebleichter, brauner Waldboden entwickelt ist, herrscht allenthalben der lehmig-steinerne, oft sehr flachgründige und wasserdurchlässige Karbonatboden.

Mit diesen Gegebenheiten hängt es zusammen, daß die Paderborner Hochfläche noch zur Hafer-Region gehört. Zu dieser Getreideart, die 30—45% der Fläche einnimmt, gesellen sich entweder Roggen-Wintergerste oder, mehr noch, Menggetreide-Wintergerste oder Roggen-Wintermenggetreide. Die natürliche Waldgesellschaft ist hier der Kalkbuchenwald, durchsetzt von Buchen-Eichen-Mischbeständen.

Hellweggebiet (5). Unter dieser knappen Bezeichnung, die als eindeutige Gebietsbezeichnung mir zum ersten Male bei der Katastralabschätzung 1822—36 begegnete, wird jener Landstrich verstanden, der zwischen der Ober- und Mittel-Lippe im Norden und der Möhne im Süden liegt, im Osten vom Nordwestrand der Paderborner Hochfläche begrenzt wird und im Westen bis an die Emscher-Lippe-Wasserscheide reicht, also bis an jene Stelle, wo die Hellweger Talung nach Norden umbiegt.

Diese landeskundliche Einheit deckt sich nicht mit dem von den Katastralbeamten umschriebenen Hellweg-Gebiet. Man verstand damals darunter den „Landstrich, der sich, nördlich von Wattenscheid, Bochum, Dortmund, Unna, Soest, gelegen, bis gegen Lippstadt hinzieht“, während der Haarstrang und die Haarabdachung ausgeschlossen wurden. Meine Abgrenzung schließt hingegen den Streifen westlich von Dortmund aus, andererseits bezieht sie Haarstrang und Haarabdachung in das „Land zu beiden Seiten des Hellweges“ ein. Lücke und Wegener bezeichnen das Gebiet als „Lippe-Haarstrangzone“, Rüsewald und Schäfer wählen den kürzeren Namen „Hellweg-Ebene“. Doch trifft der Charakter einer Ebenheit nicht allenthalben zu, sind doch unter den ausgesonderten 13 Formenlandschaften nur drei Ebenheiten, dagegen sechs Hohlformen und sogar vier Vollformen. Deshalb wäre es zweckmäßiger, die Bezeichnung Hellwegebene auf die beiden, mit Löß bedeckten Landschaften des unteren und oberen Hellweges zu beschränken, die einer Ebenheit gleichen, und für das größere Gebiet den Namen Hellweg-Gebiet oder kurz Hellweg anzuwenden.

Das formenkundliche Gefüge dieses Landstriches wird in erster Linie durch die von Westen nach Osten ziehende, streifenartige Anordnung der Großformen beherrscht. Im Süden erhebt sich der Landrücken der Haarhöhe (Haarstrang oder Haar). Glaziale Ablagerungen fehlen, die Vergletscherungsgrenze lag vermutlich an seinem Nordrande. Dafür bestimmt das Kalkgestein Wasserhaushalt und Bodenkreme. An den Landrücken der Haarhöhe schließt sich die Bergebene der Haarabdachung, breit entwickelt nach Osten, schmaler werdend im Westen. Periodisch fließende Bäche und dauernd trockene Schluchttäler queren sie von Süden nach Norden. Löß verdeckt den Untergrund, Wald fehlt heute vollständig, und eine einzigartige Kultursteppe überzieht das Gelände. In der Katastralabschätzung wird diese Landschaft durchweg als oberer Hellweg aufgeführt, und damit werden seine Lage zu der Quellenreihe entlang der Hellwegstraße und sein Bördencharakter angezeigt und angedeutet. Die anschließende breite Hellweger Talung ist ebenfalls durchweg von Löß überzogen. Doch ist sie allenthalben reich an dauernd fließenden Gewässern, und leichte Bodenwellen wechseln mit mehr oder minder breiten Talsohlen. Die Katasterbeamten haben sie als unteren Hellweg bezeichnet. Nach Westen

verengt sie sich allmählich und biegt bei Dortmund in die Emschertalung ein, so daß hier die Westgrenze anzusetzen ist, ohne daß sie im einzelnen scharf gezogen werden kann. Auch nach Osten verschmälert sich die Talung zunächst ein wenig, um dann bei Geseke und Salzkotten sich wieder auszuweiten. Nach Norden ist die Grenze des Hellweger Tales durch die stärker reliefierten Flachkuppen entlang der Lippe gegeben. Hier, auf den Höhen von Derne, Braam und Oestinghausen, fehlt zum Teil der Löß. An seiner Stelle findet sich Geschiebelehm und sogar Sand. Nach Osten hin erniedrigen sich die Höhen und verflachen allmählich zu Bodenwellen, so daß hier die Nordgrenze des Hellweger Tales sehr unscharf wird und ab Lippstadt nicht mehr zu fassen ist. Lippetal und Hellweger Talung grenzen hier unmittelbar aneinander. Sehr schmal ist schließlich das Terrassental der mittleren Lippe, das ich von Benninghausen bis Lünen noch zum Hellweg-Gebiet rechne, während das obere Lippetal nach seinem Formenschatz — Dünen und Sand — schon ein Glied des sandigen Ostmünsterlandes ist.

Quer zu dieser aus den Großformen abzuleitenden Anordnung der Landschaften steht eine Aufteilung, die sich aus den hydrographischen Verhältnissen, aus der Lage der Einzugsbereiche und der Gestaltung des Flußnetzes ergibt. Dadurch werden alle Landschaften bis auf die Haarhöhe in kleine hydrographische Bezirke aufgeteilt. Obgleich diese Unterteilung formenkundlich von sekundärer Bedeutung ist, werden wir doch bei der Betrachtung des Klimas auf sie zurückgreifen müssen. Die schmale Lippetalandschaft gliedert sich nach der Flußrichtung ungezwungen in zwei Abschnitte, in das von Benninghausen bis Dolberg reichende Herzfelder Lippetal und das nach Südwesten gerichtete Hammer Lippetal. Für die südlich anschließende Kuppenlandschaft ergibt sich schon aus der Höhenlage der Rücken eine Dreiteilung. Von Kemminghausen bis Pelkum rechne ich die Derner Höhen, die durchweg mit Grundmoräne bedeckt sind, an sie reihen sich die niedriger gelegenen Braamer Höhen, wo neben einigen Grundmoränefetzen und Kreidemergelresten auch Sandablagerungen in größerem Umfange anzutreffen sind. Diese Landschaft gehört weitgehend zum Einzugsbereich der Seseke. An sie schließt sich das Oestinghauser Flachwellenland an, das zum Teil sogar mit Löß überkleidet ist. Der untere Hellweg gliedert sich in vier hydrographische Bezirke: von Westen nach Osten der Unnaer untere Hellweg (Ahse-Gebiet), die Soester Unterbörde (Seseke-Gebiet), der Geseker untere Hellweg, der neben Löß auch Grundmoräne und Schotter und zudem einige Flachmoore aufweist, und das Marienloher Flachland (Pader und Alme). Eine ähnliche Gliederung ist beim oberen Hellweg möglich: Unnaer oberer Hellweg, Soester Oberbörde und Geseker oberer Hellweg (Berger Platte) reihen sich hier ebenfalls von Westen nach Osten hintereinander. Fassen wir den unteren und oberen Hellweg zur sog. Hellwegebene zusammen, dann lassen sich von Westen nach Osten anführen: Unnaer Hellwegebene, Soester Hellwegebene (Börde) und Geseker Hellwegebene.

Klimatisch unterliegt der gesamte Hellweg der Leewirkung des Südergebirges. Doch zeigen sich im Ausmaß beachtliche Verschiedenheiten, die eine räumliche Differenzierung klimatischer Erscheinungen von Westen nach Osten quer zu den Relief-typen bedingen. Die Haarhöhe erhält Niederschläge, die zwar von Westen nach Osten mit zunehmender Höhe allmählich von 789 mm auf 880 mm ansteigen, hingegen zugleich ein immer größer werdendes Defizit aufweisen (Kirchhörde im Westen nur — 35 mm, Rütthen im Osten schon — 100 mm). Noch klarer ist diese in West-Ost-Richtung vor sich gehende Veränderung auf der Hellwegebene. Der westliche Unnaer Hellweg erhält durchschnittlich 740 mm (— 30 mm), hier macht sich schon zum Teil der nordwestliche Niederschlagstyp mit dem August-Maximum (Camen) bemerkbar. Die Soester Börde empfängt im Durchschnitt 700 mm und darunter, das Defizit berechnet sich auf 70 mm und steigt in Soest sogar auf 106 mm. Im Geseker Hell-

weg bleibt die Niederschlagsmenge zwar die gleiche (nur im oberen Hellweg rund 750 mm), doch erhöht sich das Defizit auf 100 mm und mehr. Erst das Marienloher Flachland erhält wegen der Nähe der Paderborner Hochfläche und der hier schon spürbaren Luvwirkung der Egge 820 mm Niederschlag (20 mm). Auch im Lippetal läßt sich eine ähnliche Abstufung verfolgen. Das Hammer Tal erhält 730 mm (— 10 mm), hier übertreffen die Herbstregen die Frühjahrsregen um ein Geringes. Bei Hovestadt im Herzfelder Lippetal mißt man hingegen nur 680 mm (— 70 mm). Erst in der oberen Lippetalung (Lippstadt) steigt der Niederschlag wieder auf 750 mm, und das Defizit sinkt auf — 20 mm. Im gesamten Hellweg-Gebiet liegt bis auf die schon erwähnte Ausnahme Camen das Maximum im Juli und das Minimum im März. Wenn wir die Niederschlagsmengen der Jahreszeiten miteinander vergleichen, dann hebt sich der mittlere Hellweg — d. i. die Soester und Geseker Börde — als ein ausgesprochenes Sommerregengebiet heraus. Von der Jahresmenge fallen hier durchschnittlich in den Monaten Juni, Juli, August 32,3—34,2 %, normal wären es 25,2 %. Damit übertrifft der Sommerregen den Winterregen (20,8—21,7 %) um 10—15 %. Solche Verhältnisse finden sich in Westfalen nur noch im östlichen Teil des Mindener Flachlandes, dem Ausläufer des großen Trockengebietes am Nordrand des Niederdeutschen Berg- und Hügellandes. Somit läßt sich die von der Hydrographie gewonnene Quergliederung des Hellweggebietes auch in klimatischen Erscheinungen nachweisen.

Auch im Hinblick auf die Wärmeverhältnisse nimmt der Hellweg wegen seiner Leelage eine besondere Stellung innerhalb der Westfälischen Bucht ein. Die Sommertemperaturen liegen relativ hoch (kontinental), während sich bei den gemäßigten Wintertemperaturen der Meereseinfluß zeigt (Tabelle 13).

Tabelle 13 **Klimadaten des Hellweggebietes**

Station	Höhe	Januar	Juli	Jahr	Schwankung 10 °-Tage	
Soest	108 m	1,6 °	17,6 °	9,3 °	16,0 °	168
Dortmund	120 m	1,6 °	17,0 °	9,1 °	15,4 °	165
Münster	65 m	1,3 °	17,3 °	9,1 °	16,0 °	166

Bodenarten und Bodentypen lehnen sich in ihrer räumlichen Anordnung wiederum weitgehend den ostwest-streichenden Relieftypen an. Die Haarhöhe trägt flachgründige Humuskarbonatböden und gleicht darin der Paderborner Hochfläche. Die Hellwegebene ist durchweg von Löß in wechselnder Mächtigkeit überlagert. Während dieser im oberen Hellweg dem wasserdurchlässigen Pläner auflagert, besitzt der untere Hellweg einen undurchlässigen Emschermergel-Untergrund, der das einsinkende Wasser stellenweise staut. Hier sind deshalb neben den schwach bis mäßig gebleichten braunen Waldböden, die den oberen Hellweg beherrschen, auch Naßbodentypen in mehr oder minder großem Umfange entwickelt. Auf ihnen liegen heute Graslandflächen, die dem oberen Hellweg so gut wie ganz fehlen. Auf den Derner und Braamer Höhen und auch im Oestinghauser und Marienloher Flachwellenland finden sich lehmig-sandige Bodenarten, aus denen sich stellenweise rostfarbene Waldböden gebildet haben. Ähnliche Bodenarten und Bodentypen sind auf den höheren Lagen im Lippetal vorherrschend, während in den Talauen mineralische Naßböden, die Aueböden, sich ausbreiten.

Aus der für das Hellweg-Gebiet charakteristischen Überschneidung edaphischer und klimatischer Erscheinungen wird auch die Verteilung der Getreidegesellschaften verständlich. Auf der Haarhöhe (abgesehen vom westlichen Abschnitt) dominiert weitgehend das Hafersystem mit Wintergerste und Menggetreide oder Weizen, wobei Hafer nur 30—45 % einnimmt und von der Wintergerste ab und zu übertroffen werden kann. Auch im Marienloher Flachland ist Hafer mit Roggen und Menggetreide infolge der höheren Niederschläge vorwiegend die Leitkultur. Im Wald-

bestand dominiert die Buche (Buchen-Eichen-Mischwald). Auf der Hellwegebene läßt sich eine klare Dreiteilung von Westen nach Osten beobachten. Im Unnaer Hellweg findet sich eine Roggen-Weizen-Hafer-Gesellschaft, in der Soester Börde und im nordwestlichen Teil des Geseker Hellweges, also im Bereich des Sommerregengebietes, ein Weizensystem mit Roggen-Hafer, Hafer-Roggen und selten Wintergerste-Hafer. Es wird wiederum abgelöst von einer Roggen-Hafer-Wintergerste- bzw. -Weizen- oder -Menggetreide-Gesellschaft. In der ganzen Hellwegebene ist der Eichenhainbuchenwald die natürliche Waldgesellschaft. Die Braamer und Derner Höhen, das Oestinghauser Flachwellenland und die Lippetalung beherrscht die Roggen-Hafer-Weizen-Gesellschaft. Neben dem Eichenhainbuchenwald und dem Auenwald nimmt der Eichenbirkenwald schon kleinere Flächen ein. Auch gab es hier (Braamer Höhen) früher atlantische Heiden.

Emscher-Gebiet (6). Es ist das kleinste Landschaftsgebiet der Westfälischen Bucht. Vier Kleinräume, der Recklinghauser Landrücken im Norden, die Emscher-Talung in der Mitte und die Bochumer Lößebene und Castroper Platte im Süden bestimmen sein landschaftliches Gefüge. Obgleich sich dieses Gebiet nur zum Teil mit dem Einzugsbereich der Emscher deckt und Teile des Lippe- und des Ruhrgebietes in sich einschließt, erscheint der bisher nicht gebräuchliche Name Emscher-Gebiet doch gerechtfertigt. Wie beim Hellweg-Gebiet die Hellweger Talung die leitende Landschaft darstellt, so ordnen sich ebenfalls um die sanderfüllte Tiefenlinie des Emscher-tales die Höhenlandschaften von Bochum, Castrop und Recklinghausen. Daß auch der Recklinghauser Rücken zum Emscher-Gebiet gerechnet wird, ergibt sich einmal aus seiner westöstlichen Streichrichtung, mit der er sich ohne weiteres in die „Südzone“ der Westfälischen Bucht einordnet. Zum andern ist er wie der Bochumer Hellweg mit Löß bedeckt und unterscheidet sich damit grundsätzlich von den nördlich anschließenden Sandlandschaften des Westmünsterlandes. So liegt die naturland-schaftliche Grenze gegenüber dem Münsterland weder an der Lippe noch an der Emscher und auch nicht an der stratigraphischen Grenze Emscher-Untersenon, sondern sie wird durch die diluviale Bedeckung, durch die Löß-Sandgrenze vorgezeichnet. Sie ist, und das müssen wir bei der formenkundlichen Betrachtung auch im Auge behalten, für die Ausbildung des Bodentyps und der Pflanzenwelt entscheidender als eine Flußgrenze. Und zu guter Letzt ist für die Absonderung des Emscher-Gebietes auch die Lage zu beachten. Von dem Hellweg-Gebiet im Osten wird es durch die höher gelegene Castroper Platte (148 m) abgeschirmt, und im Nordosten erhebt sich die Haard. Demgegenüber ist die Rheinhauptterrasse im Westen nur wenig höher als das Emscher-Gebiet, so daß die von Westen kommenden Einflüsse sich ungehindert auswirken können.

Hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse ist das Emscher-Gebiet ein Überschußgebiet. Im Durchschnitt fallen 800 mm (Recklinghauser Höhe 790, Castroper Platte 800, Bochumer Lößebene 815), also fast 100 mm mehr als im Hellweg-Gebiet. Das Maximum liegt wie dort im Juli, das Minimum hingegen im April anstatt im März. Über die Wärmeverhältnisse gibt die Station Bochum Auskunft: Januar 2,3 °, Juli 17,6 °, Jahr 9,7 °, Schwankung 15,3 °, 10 °-Tage 171. Die Nähe des niederrheinischen Wärmegebietes macht sich hier bemerkbar.

Bodenart und Bodentyp passen sich eindeutig den Kleinlandschaften ein, und dem entsprechen auch die Getreide-Gesellschaften und Waldtypen. Die Bochumer Ebene und die Castroper Platte werden von Lößlehmen mit schwach bis mäßig gebleichten Waldböden bedeckt. Roggen (30—45 %) mit Weizen-Hafer oder mit Weizen-Wintergerste bestimmt den Getreideanbau, während der Eichenhainbuchenwald als natürlicher Waldtyp anzusprechen ist. Das gleiche gilt für den Recklinghauser Landrücken. Nur ist der Löß nicht immer so mächtig und es fehlt auch nicht an sandig-

lehmigen Bodenarten mit stärkerer Bleichung (rostfarbener Waldboden). Hier ist deshalb das Roggen-Hafer-Weizen-System vorherrschend, und neben dem Eichenhainbuchenwald scheint auch der Eichenbirkenwald größere Flächen besetzt zu haben. Die Emscher-Talung ist charakterisiert durch Naßböden verschiedener Art. Der eichenreiche Erlen-Auenwald ist die natürliche Waldgesellschaft, durchsetzt von feuchten Heiden (Glockenheide), die sich durch Weidgang entwickelt haben.

Südwestmünsterland (7). Vier Erscheinungen berechtigen zur Aussonderung dieses Landschaftsgebietes. Erstens überrascht der starke Wechsel von Talungen, Hügel-land und Ebenheiten, die zahlen- und flächenmäßig in einem ziemlich gleichen Verhältnis das naturlandschaftliche Gefüge bestimmen. Zum andern wird die Anordnung der Landschaften von der südost-nordwestlichen Streichrichtung beherrscht, und damit ähnelt das Südwestmünsterland dem nördlich anschließenden Biller- becker Kernmünsterland. Nur das Dorstener Lippetal und die Drewer Sandebene ziehen wie die Landschaften des Emscher-Gebietes von Osten nach Westen. Drittens weisen alle Kleinlandschaften einen sehr einheitlichen Boden auf. Von elf Land- schaften sind neun mit Sand verschiedener Herkunft (Halturner Kreidesande, diluviale Talsande und Flugsande) bedeckt, zwei tragen eine sandig-lehmige Grundmoränen- decke. Der stellenweise vorkommende Sandlöß (Halturn) ist nur von untergeordneter Bedeutung. Darüber hinaus besitzen drei Landschaften noch eine erhebliche Zahl von Dünen, und eine ist sogar mit großen Moorflächen ausgestattet. Zum letzten ist das Südwestmünsterland eine hydrographische Einheit und deckt sich fast ganz mit dem Einzugsbereich der unteren Lippe. Die zentralen Landschaften bilden die Vollformen: Haard, Hohe Mark und Rekener Kuppenland. Die Borkenberge erschei- nen als vorgeschobener Posten. An den Zentralzug schließen sich nach Nordwesten vornehmlich Talungen an. Die moorerfüllte Merfelder Niederung ist die bedeu- tendste, während die von Dünen reich besetzte Halturner Talung und die Olfener Talung (Grundmoräne) nur kleinere Landschaften darstellen. Im Südwesten und Süden herrschen, abgesehen von der schmalen Flußterrassenlandschaft des Dorstener Lippetales, Ebenheiten vor. Unter ihnen nimmt die Lembecker Ebene mit ihrer Grundmoränendecke, die durchweg von Flugsanden überweht ist, die größte Fläche ein. Die südlich der Lippe gelegene Drewer Sandebene ist mit ihren zahlreichen Dünen nur als schmaler Saum entlang dem nach Norden abfallenden Recklinghauser Landrücken entwickelt. Erst im Waltroper Flachwellenland, das den Zwickel zwischen Emscher, Lippe und Haard einnimmt, gewinnt die Grundmoräne wieder an Aus- dehnung.

Bei dem raschen Wechsel von Voll- und Hohlformen ist auch eine entsprechende Niederschlagsverteilung zu erwarten. Doch liegen nur wenige Messungen vor, so daß kein exaktes Bild gewonnen werden kann. Die Lembecker Sandebene, das Dorstener Lippetal und die Drewer Ebene empfangen 790—800 mm Niederschlag (+ 40—60 mm). Auf den Halturner Höhen, zum mindesten auf der Hohen Mark und der Haard, werden wahrscheinlich die Niederschlagsmengen etwas höher sein (850 mm). Erst in der Merfelder Niederung, dem Halturner Tal und der Olfener Talung sinkt der Niederschlag auf 730 mm und weniger. Das Defizit von 20—30 mm charakterisiert diese Kleinlandschaften als Lee-Gebiete, die klimatisch zum inneren Kernmünsterland gehören. Bei fast allen Stationen des Südwestmünsterlandes liegt das Maximum im August, die Regen des hydrologischen Herbstes (Juli-August-September) übertreffen die des Frühlings (April, Mai, Juni) erheblich. Das Minimum ist stets im April. Wie das benachbarte Billerbecker Land und das Osnabrücker und das Tecklenburger Land gehört also auch das Südwestmünsterland zu der euatlantischen Klima-Region mit stärkeren Herbstregen.

Nach seiner Bodenbeschaffenheit ist das Südwestmünsterland ein Glied des sandigen Westmünsterlandes mit seinen schwach bis mäßig gebleichten rostfarbenen Waldböden, nur bei Haltern finden sich Flottsande mit mäßig gebleichten, braunen Waldböden, und in der Olfener Talung und auf dem Waltroper Flachwellenland sind sandig-lehmige Böden häufiger, die nicht so stark gebleicht sind. Die Merfelder Niederung besitzt sogar organische (Moor-) und mineralische Naßböden, die heute Grasland tragen.

Im Getreideanbau dominiert in allen Landschaften der Roggen, der durchweg 45—60% der Fläche einnimmt, in der Merfelder Niederung und auf der Lembecker Sandebene sogar über 60%. Zu ihm gesellt sich als einzige nennenswerte Begleitpflanze (mindestens 5% der Getreidefläche) der Hafer, nur in der Olfener Talung und auf dem Waltroper Flachwellenland findet sich Weizen als zweite Begleitpflanze. Die natürliche Waldgesellschaft ist bis auf die Hochmoore und die Auenwälder der Eichen-Birken-Wald. Er hat durch die mittelalterliche Viehwirtschaft und Plaggenmahd große Flächen eingebüßt, an seine Stelle trat die atlantische Zwergstrauchformation, die Calluna-Heide. Sie bedeckte um 1820 rund 40% des Südwestmünsterlandes. Trotz der weiten Verbreitung der Heiden ist eine stärkere Ortsteinbildung im Bereich des Südwestmünsterlandes nicht festzustellen. Das läßt eine sehr späte Verheidung vermuten, und tatsächlich bezeugen einige Berichte, daß noch zu Beginn des 16. Jahrhunderts auf der Haard holzreiche Eichenwaldungen stockten, die erst mit dem steigenden Schiffsbauholzbedarf der aufkommenden Seemächte (Niederlande und England) geschlagen wurden, ohne daß man durch Anpflanzungen den gelichteten Bestand ergänzte.

Nordwestmünsterland (8). Dieses Gebiet ist sehr einförmig. Sanft gewellte, zum Teil fast ebene Sandflächen mit hier und dort auftauchenden schmalen Schicht Rücken beherrschen das Landschaftsbild. Nur vereinzelt finden sich kleine Dünen. Moorflächen fehlen bis auf die Wiesenmoore vollständig. Nur im Norden erheben sich bei Ochtrup und Wettringen kleine Höhen und verleihen dem Gebiet eine brauchbare orographische Grenze gegen die Brechte-Mulde (Ochtruper Höhen). So ist das Nordwestmünsterland im Grunde genommen ein einziger Landschaftstyp. Eine Unterteilung in Kleinlandschaften ist nur möglich, wenn man den Charakter der diluvialen Bedeckung, Zahl und Verteilung der Schicht Rücken und die hydrographischen Verhältnisse berücksichtigt. So wird die Weseker Geest vornehmlich von Geschiebelehm überlagert. In der Ahauser Sandebene dominieren schon diluviale und alluviale Sande. Zahlreich sind die hier oft paarweise auftretenden Schicht Rücken. Auch in der Metelener Sandebene ist der Sand vorherrschend, er ist sehr tiefgründig, der Kalkuntergrund macht sich nur in sehr wenigen Schichtkämmen bemerkbar. Die höheren Bodenwellen bestehen meistens aus Grundmoräne.

Auch klimatisch ist das Gebiet sehr einheitlich. Die Niederschlagsmengen sind bis auf die Station Ochtrup (696 mm) relativ hoch (760—800 mm; Überschuß 20—60 mm). Im einzelnen ist diese Erscheinung noch nicht geklärt. Wahrscheinlich hängt sie mit aufsteigenden Luftbewegungen zusammen, die hier am Westrand der Westfälischen Bucht, deren Gestalt man am besten mit einem nach Westen offenen Sack vergleichen kann, durch die sich in der Bucht stauenden Luftmassen hervorgerufen werden (Luftstau!). Über die Wärmeverhältnisse, die weitgehend dem mäßigen Einfluß des nahen Meeres unterliegen, gibt die Station Ellewick Auskunft: Jahresdurchschnitt 7,6°, Januar 1,2°, Juli 16,7°, Schwankung 15,5°, 10°-Tage 161.

Auch die edaphischen Gegebenheiten sind sehr eintönig. In der Ahauser und Metelener Sandebene überwiegen sandige und sandig-lehmige Bodenarten, in denen sich im ursprünglichen Zustande stark gebleichte, rostfarbene Böden unter einem

Eichenbirkenwald entwickelt haben. Daneben finden sich ausgedehnte Flächen mineralischer Naßböden, über deren Ausmaß im einzelnen keine kartographischen Angaben vorliegen. In der mittelalterlichen Landwirtschaft spielte die Plaggenwirtschaft eine sehr große Rolle. Auf ihre waldvernichtende Wirkung ist die ungeheuer weite Ausbreitung der Callunaheiden zurückzuführen, die um 1820 sogar 60—70 % der Fläche einnahmen und den rostfarbenen Waldboden zu einem mit festen Ortsteinbänken durchsetzten Heideboden degradierten. Den Bodenverhältnissen entsprechend ist hier auch das Roggen-Hafer-System (Roggen mit 60—80 %) vorherrschend. Nur auf den mergeligen Bodenwellen der Ahauser Sandebene ist Weizen als zweite Begleitpflanze zu finden. Die Weseker Geest besitzt hingegen infolge der Grundmoräneablagerungen vorwiegend lehmig-sandige Böden, aus denen sich ein schwach gebleichter, rostfarbener Waldboden entwickelte. In manchen Bezirken wirkt sich sogar der mergelige, wasserstauende Kreide-Untergrund in einer größeren Vernässung des Bodens aus. Diesen heute durch Drainage verbesserten Bodenverhältnissen ist das Roggen-Hafer-Weizen-System angepaßt, bei dem sogar der Roggen oft nur 45—60 % der Fläche einnimmt.

Ostmünsterland (9). Trotz seiner Einförmigkeit, die diesem Gebiet die Namen Heidesandebene, Emssandebene oder östliche Sandniederung eingetragen hat, lassen sich doch 14 Kleinräume aussondern, und zwar zwei sehr kleine Vollformen, fünf Ebenheiten und sieben Hohlformen. Das mag auf den ersten Blick befremdlich erscheinen, doch sind die Hohlformen außergewöhnlich flach, so daß der Charakter einer Ebene im ganzen gewahrt bleibt. Darüber hinaus macht die durchgängige Bedeckung mit Sand alle Formenlandschaften so ähnlich, daß auch die Bezeichnung Sandebene zu rechtfertigen ist.

Die 14 Kleinlandschaften ergeben sich aus der Lage, den Höhenverhältnissen, der Einordnung in das Gewässernetz und dem Anteil der einzelnen diluvialen und alluvialen Formen. Im Süden bildet die Obere Lippetalung die Grenzlandschaft gegen den Hellweg. Mit ihren Sandflächen, dem hohen Grundwasserstand und den reichlichen Dünen gehört sie naturlandschaftlich eindeutig zum Ostmünsterland. An sie schließt sich im Norden der Delbrücker Rücken, der nicht nur wegen seiner Höhenlage, sondern auch wegen der lehmigen Grundmoräne als selbständige Landschaft zu werten ist. Hydrographisch bildet er zwar eine Scheide, doch ist diese für die Gebietsabgrenzung belanglos. Erst die Rietberger Flachmulde mit ihren Wiesemooren gehört ganz zum Einzugsbereich der Ems. Nach Südwesten greift sie mit der Mastholter Niederung um den Delbrücker Rücken bis an die obere Lippetalung. Nach Nordwesten reicht sie entlang der Ems bis Wiedenbrück. Hier schließt sich emsabwärts die ebenfalls muldenförmig gebaute Marienfelder Emstalung an, die bis Greffen an die Wasserscheide zwischen Loddenbach und Alter Hessel reicht. Dünen begleiten das Emstal, dem die Nebenbäche fast senkrecht zufließen. Beide Mulden werden getrennt durch die Gütersloher Sandebene, die im Norden an den Lutterbach reicht. Ihre Flüsse kommen alle aus der Senne und haben das Gelände in langgezogene, sehr flache Bodenwellen aufgelöst. Die bekannteste Landschaft ist die dünenbesetzte Sandebene der Senne, die, im Süden breit entwickelt, nach Norden bis Brackwede allmählich auskeilt. Mit diesen sechs Formenlandschaften bildet das südliche Ostmünsterland, das Südostmünsterland, gewissermaßen ein eigenes Landschaftsgebiet, gelegen zwischen den Hochgebieten der Beckumer Höhen und der Osningschwelle. Zugleich vereinigt es in sich die Einflußbereiche der obersten Abschnitte von Lippe und Ems, deren Nebenbäche durchweg die gleiche ost-westliche Richtung einhalten und in der Senne entspringen.

Im anschließenden Emsabschnitt, im nördlichen Ostmünsterland oder Nordostmünsterland, nimmt die Kattenvenner Flachmulde mit ihren ausufernden Bächen

und den Resten eines einst ausgedehnten Hochmoores eine zentrale Stellung ein. Nach Nordosten schließen sich sanft geneigte Sandflächen an, die durch die teilweise tief eingesenkten Täler, die alle bis in die Ketten des Osnings reichen, in lange Riedel aufgelöst sind. Von ihnen reicht die Haller Sandebene bis zur Linie Greffen—Borgholzhausen, dann folgt bis zum Kleinen Berg die Versmolder Sandebene, und an sie schließt sich die Glandorf-Ladbergener Sandebene. Südwestlich der Kattenvenner Flachmulde zieht sich entlang der Ems bis Hembergen die Greven-Telgter Sandebene mit ihren bewegteren Bodenwellen, den eingesenkten Unterläufen der Bäche und den zahlreichen Dünen am Ufer der Ems. Links des Flusses erheben sich noch als besondere Formenelemente die Flachrücken des Münsterschen Kiessandzuges. Weiter nordwärts verdient das Hollicher Feld¹³⁷⁾, die Fortsetzung der Kattenvenner Flachmulde, mit Recht wegen des großen Hochmoores den Namen Niederung. Das Mesumer Ems-tal ist nur sehr schmal. Mit Dünen besetzt, überragt es nur um ein wenig die östlich anschließende Flöthe-Mulde oder Saerbecker Mulde. Als letzte Kleinlandschaft grenzen die Rheiner Höhen, von Ostnordost nach Westsüdwest ziehend, das Ostmünsterland im Norden gegen das Westfälische Tiefland ab.

Bodenmäßig ist das Ostmünsterland sehr einheitlich und eintönig. Sandige Ablagerungen herrschen vor. Nur auf dem Delbrücker Rücken findet man wasserstauenden Geschiebemergel und auf den Rheiner Höhen kalkhaltige, lehmige Mergelböden der anstehenden Kreide. Beide Kleinlandschaften heben sich deshalb auch durch ihre Getreidegesellschaften (Roggen-Hafer-Weizen; Roggen mit 45—60 %) gegenüber den Sandlandschaften, in denen das Roggen-Hafer-System dominiert, deutlich ab. So ist auch im Ostmünsterland der stark gebleichte rostfarbene Waldboden vorherrschend. Aus den natürlichen Eichen-Birken-Wäldern haben sich durch Wirtschaftsmaßnahmen Calluna-Heiden entwickelt, die die Podsolierung des Sandbodens verstärkten. So findet man heute vielfach den Heideboden, durchsetzt von künstlichen Plaggenböden auf alten Eschen und von fleckhaft verteilten, rostfarbenen Waldböden, den letzten Resten des natürlichen Bodentyps. Doch sind bei diesen allgemeinen Grundzügen gewisse landschaftliche Unterschiede nicht zu übersehen. So fallen zunächst die schon erwähnten Höhen aus dem allgemeinen Rahmen heraus. Auf dem Delbrücker Rücken findet sich ein schwach bis mäßig gebleichter, nasser Waldboden, der im natürlichen Zustande von einem Eichenhainbuchenwald, in dem auch die Rotbuche reichlich vertreten ist, besetzt wird. Das gleiche gilt auch von den Rheiner Höhen, nur ist der Boden nicht so vernäßt, Buchen überwiegen. Unter den Sandlandschaften besitzt vor allem die Senne ausgeprägte Ortsteinböden = Heideböden. Hier ist sogar die Heide wegen der besonderen edaphischen und klimatischen Verhältnisse als Primärformation anzusehen. Unter ihr hat sich ein sehr stark gebleichter, mit festen Ortsteinbänken durchsetzter Heideboden entwickelt. Im Hollicher Feld und in der Kattenvenner Mulde sind organische Naßböden in Form der Hoch- und Niedermoore sehr häufig. Besonders ausgezehnt ist das Hochmoor im Hollicher Feld, während in der Kattenvenner Mulde das ursprüngliche, jetzt abgegrabene Hochmoor nur kleine Flächen besetzte und die Niedermoore verbreiteter waren. Auch in der Rietberger Flachmulde nehmen Niedermoore größere Flächen ein. Am ausgedehntesten sind jedoch die mineralischen Naßböden. Sie finden sich einmal in den Talungen und Flachmulden, zum andern auf der Versmolder und Haller Sandebene, wo eine nicht sehr mächtige Sanddecke dem wasserstauenden Emschermergel auflagert. Hier gewinnt deshalb auch der Hafer gegenüber dem Roggen an Bedeutung (Roggen 45—60 %), während in allen andern Landschaften der Roggen über 60 % der Getreidefläche besetzt.

Auch in klimatischer Hinsicht erscheint das Ostmünsterland bei einem flüchtigen Überblick sehr einheitlich (Tab. 14). Allgemein gilt, daß es erstens infolge seiner Lage

¹³⁷⁾ Der Ausdruck Felt ist im westlichen und nördlichen Münsterland identisch mit dem niederländischen veld' und bedeutet soviel wie ödes Land, Weideland, Allmende.

hinter dem Höhegebiet des Kernmünsterlandes relativ weniger Niederschläge erhält, als man nach seiner Höhenlage erwarten sollte, und daß zweitens die Niederschläge erst mit Annäherung an die umrahmenden Höhen des Osnings und des Teutoburger Waldes zunehmen. Man kann somit zwei Niederschlags-Streifen aussondern, die Defizit-Landschaften in unmittelbarer Nachbarschaft der Ems und die gebirgsnahen Überschuß-Landschaften. Quer dazu steht die Anordnung der durch den Einfluß des Meeres bedingten Jahresgangs-Typen. Im Nordwesten bis zur Linie Ostbevern—Füchtorf liegt das Maximum im August, im Südosten im Juli, und ebenso verschiebt sich das Minimum vom April im Nordwesten in den März im Südosten.

Tabelle 14

Klimadaten des Ostmünsterlandes

Station	Höhe	Jahr	Januar	Juli	Schwankung	10 ⁰ -Tage	Frosttage
Hövelriege	109 m	8,4 ⁰	0,7 ⁰	16,6 ⁰	15,9 ⁰	154	o. A.
Gütersloh	81 m	9,0 ⁰	1,1 ⁰	17,4 ⁰	16,3 ⁰	165	73
Bethel	171 m	8,4 ⁰	0,6 ⁰	16,6 ⁰	16,0 ⁰	158	o. A.
Münster	65 m	9,1 ⁰	1,3 ⁰	17,3 ⁰	16,0 ⁰	166	o. A.

Die meisten Niederschläge erhält die Senne. Sie steigen vom Westrand zum Ostrand von 805 mm (Hövelhof 107 m) auf 918 mm (Oesterholz 179), und der Überschuß nimmt zu von 20 mm auf 80 mm. Die Senne gehört also schon zum Luvgebiet des Lippischen Waldes und des Osnings. Diese Tatsache — die man m. W. viel zu wenig beachtet — ist entscheidend für Vegetation und Boden. Auf sie ist das Vorhandensein natürlicher Heiden und vor allem die starke Auslaugung des Bodens und die Ausbildung eines Ortsteinbodens zurückzuführen. In den gebirgsnahen Sandebenen von Gütersloh, Halle, Vermold und Glandorf-Ladbergen, sowie in der Flötheniederung und auf den Rheiner und Delbrücker Höhen ist der Überschuß wesentlich geringer. Der Niederschlag beträgt durchschnittlich 760—800 mm im Südosten und 720 mm im Nordwesten. Wichtiger für die regionale Einordnung ist die Lage des Maximums, das im Nordwesten ab Füchtorf im August, im Südosten im Juli liegt.

Unter den Lee-Landschaften steht die Marienfelder Emstaltung mit 700—720 mm an erster Stelle (Defizit 20—50 mm). Die wenigsten Niederschläge erhält die Station Heerde mit 700 mm (Defizit 50 mm). Nach Südosten und Nordwesten nehmen die Niederschläge wieder zu. Die Rietberger Flachmulde erhält 740 mm (— 20, Max.: Juli, Min.: April), die obere Lippe-Talung 750—760 mm (— 10—20 mm, Juli, März), die Grevener-Telgter Sandebene (bis auf die regenreiche Stadt Münster: 727 mm, + 27 mm) 730—740 mm (— 15, Max.: bis auf Ostbevern [Aug.]: Juli, Min.: April), die Kattenvenner Flachmulde 720—730 mm (— 20 mm, Aug., April), das Hollicher Feld und das Mesumer Emstal 720 mm (— 20 mm, Aug., April).

So hat also das Ostmünsterland trotz einiger Gemeinsamkeiten mit dem westlichen Sandmünsterland in klimatischer Hinsicht ein eigenes Gepräge: es gehört schon zur subatlantischen Region. Vielleicht hängt es auch mit dieser Position zusammen, daß in der Vegetation die Kiefer, die in Westfalen in den letzten zwei Jahrhunderten erst als Pflanzungsbaum erscheint, hier ein natürliches Refugium besitzt.

4. Kapitel

Das Westfälische Tiefland

I. Name, Einordnung und Grenzen

(Abb. 1, 2)

Als vierter großer Naturraum wurde eine Landeinheit ausgesondert, die, nördlich der Wiehenkette gelegen, im Westen vom Bourtang Moor, den Uelsener und den Oldenzaaler Höhen begrenzt wird, im Osten bis an die Weser und im Norden etwa bis zur Linie Meppen—Löningen—Vechta—Sulingen—Liebenau reicht. In diesen Grenzen ist die Großlandschaft 6800 qkm groß, das sind 22 % des Untersuchungsgebietes. Sie übertrifft somit an Fläche noch das Weserbergland.

Obgleich heute nur kleine Teile der westfälischen Kreise Ahaus, Steinfurt, Tecklenburg, Lübbecke und Minden in das Gebiet hineinragen, habe ich doch die Bezeichnung Westfälisches Tiefland gewählt. Man könnte auch Osnabrücker Tiefland sagen, weil Osnabrück heute der hauptzentrale Ort ist — Minden und Rheine als peripher gelegene Orte haben nur für die unmittelbar benachbarten Landstriche einige Bedeutung —, und weil der größte Teil des Gebietes ehemals dem Fürstbistum Osnabrück und heute noch zum gleichnamigen Regierungsbezirk gehört. Dennoch ziehe ich den Namen Westfälisches Tiefland vor. Dazu berechtigen einmal historische Zusammenhänge. Sie sind heute noch faßbar in der Bezeichnung Altwestfalen¹⁾, das gebietsmäßig den ganzen Regierungsbezirk Osnabrück und den Südteil Oldenburgs umfaßt. Im Hochmittelalter wirkten sie sich auch auf die östlichen Gebiete, auf die Grafschaften Diepholz und Hoya, das Herkunftsgebiet der Engern, aus, ehe diese Landschaften den hannoverschen Einflüssen, die hier seit 1500 immer mehr nach Westen vorgriffen, erlagen. Zum andern zeigen sich auch in den naturlandschaftlichen Erscheinungen, besonders in der Geländeform, mannigfache Beziehungen zu den südlich anschließenden großen Naturräumen Westfalens.

Ich bin mir bewußt, daß die Bezeichnung „Westfälisches Tiefland“ leicht mit der Westfälischen Tieflandsbucht verwechselt werden kann — diese nenne ich deshalb nur Bucht ohne den Zusatz Tiefland —, und daß vielleicht Osnabrücker Tiefland bequemer wäre. Auch könnte man Tiefland durch Nordland ersetzen, um somit ein Gegenstück zum Westfälischen Südländ oder Südergebirge zu erhalten, was aus siedlungshistorischen und siedlungsgeographischen Gesichtspunkten zu begrüßen wäre.

Die Gründe, die zu der Aufstellung des Westfälischen Tieflandes als einer selbständigen Großlandschaft, die bisher weder mit Namen noch mit ihrer Umgrenzung in der landeskundlichen Literatur bekannt wurde, geführt haben, lassen sich nur aus einer großen Übersicht gewinnen. In seinem naturlandschaftlichen Gefüge ist das Westfälische Tiefland ein Glied des Norddeutschen Tieflandes im allgemeinen und des Niederdeutschen Altmoränen- oder Geestlandes im besonderen. Unter der letztgenannten Landeinheit möchte ich ungeachtet der Reichsgrenze jenes Gebiet verstehen, das südlich des Marschensaumes liegt, an der Elbe beginnt und über die Weser und Ems hinaus auch noch die niederländischen Landschaften der Drente, Twente und Veluwe sowie die von ihnen eingeschlossenen Niederungen

¹⁾ Martiny, Hof und Dorf in Altwestfalen, 1926.

umfaßt. Dieses Niederdeutsche Geestland verdankt seine Geländeformen in erster Linie den Aufschüttungen der Saaleeiszeit (Abb. 1).

Endmoränen sind nur schwer in den hier und dort auftauchenden Landrücken wiederzuerkennen. Sie haben nur dort eine beachtliche Höhe behalten und muten dem Flachlandsbewohner als „Berge“ an, wo sich das Material vornehmlich aus widerstandsfähigen Kieslagen zusammensetzt und präglaziale Höhen eine stärkere Aufstauchung des Materials bedingen. Auch die bucklige Welt junger Grundmoränenlandschaften sucht man vergebens. Vielmehr bilden die stark ausgelaugten und verwaschenen, oft sehr mächtigen Grundmoränenablagerungen als sogenanntes Höhendiluvium ausgedehnte, flachwellige Geestplatten, denen abflußlose Hohlformen fehlen und die oft auf weite Strecken von Dünen- und Flottsanden überweht wurden. Fluvioglaziale und glaziale Sande erfüllen als sogenanntes Taldiluvium die breiten Talungen einstiger Schmelzwasserrinnen. Auf ihren fast tischebenen Flächen bewegen sich heute träge die Flüsse und Bäche in ihren jungen Alluvionen, umrahmt und begleitet von Dünenfeldern. Ausgedehnte alluviale Moore betonen noch besonders die vorherrschende, eintönige Ebenheit. So sind Höhenrücken, Geestplatten, sandige und moorige Niederungen die wichtigsten Geländeformen der Niederdeutschen Geestregion, und die Art ihrer Gruppierung ist in erster Linie bei der Gliederung in Unterregionen und Großlandschaften zu beachten.

Auch das Klima ist trotz mancher lokaler Modifikationen sehr einheitlich. Allenthalben spürt man die Wirkungen des nahen Meeres. Sie zeigen sich in der Verzögerung des Wärmeganges (Frühjahr kühl, Herbst warm), in der Ausschaltung hoher Extremwerte, in der verhältnismäßig großen Niederschlagsmenge und in ihrer jahreszeitlichen Verteilung (Hauptmaximum im Sommer, Nebenmaximum im Herbst). Besonders wichtig sind die klimatischen Erscheinungen für die Bodenverhältnisse. Der hohe Niederschlag und der infolge der niedrigen Lage oft sehr schlechte Abfluß rufen in vielen Landschaften einen sehr hohen Grundwasserstand hervor und führen zu stauender Nässe. So sind nasse Bodentypen sehr häufig, und der Gegensatz von Feucht und Trocken ist in keinem andern Landstrich Deutschlands für das naturlandschaftliche, kultur- und siedlungsgeographische Gefüge so bedeutsam wie gerade in Niederdeutschland. Zum andern bedingt das feuchte Klima in den sehr gleichmäßigen, sandig-lehmigen Bodenarten eine weitgehende Auslaugung und Bleichung der oberen Schichten und eine starke Anreicherung von Mineralien in den unteren Horizonten (rostfarbener Waldbodentyp). Den nährstoffarmen Böden und dem euatlantischen Klima entspricht auch der weitverbreitete Eichen-Birken-Wald, der neben den Erlbruch- und -auenwäldern und den teilweise sehr umfangreichen Hochmooren als natürliche Waldgesellschaft der niederdeutschen Sandregion zu gelten hat.

Mit dieser Eintönigkeit und Einförmigkeit, die besonders dem oberdeutschen und mitteldeutschen Beobachter, der mit ganz anderen Reliefverhältnissen vertraut ist, als die charakteristischen Eigenschaften Niederdeutschlands erscheinen müssen, hängt es wohl auch zusammen, daß eine brauchbare, landeskundliche Einteilung des Niederdeutschen Geestlandes so gut wie ganz fehlt. Das gilt vor allem für den Landstrich zwischen Weser und Ems. „Dieses stille Land“, so schreibt Schrepfer²⁾ mit Recht, „gehört zu den unbekanntesten und unberühmtesten Teilen Deutschlands... Nirgends in Westdeutschland ist auch bis heute der Stand der landeskundlichen Forschungen so unbefriedigend wie im Einzugsgebiet von Vechte, Ems, Hase und Hunte.“ Es ist hier nicht der Platz, die natürlichen Landeinheiten der Niederdeutschen Geest im einzelnen herauszuarbeiten. Nur müssen einige Gesichtspunkte angedeutet werden, von denen her auch die Abgrenzung des Westfälischen Tieflandes verständlich wird.

2) Schrepfer, Der Nordwesten, 1935.

Nach zwei Kriterien läßt sich eine großlandschaftliche Gliederung des Niederdeutschen Geestlandes durchführen, nach hydrographischen und nach orographisch-genetischen Gesichtspunkten. In ihren räumlichen Ergebnissen überschneiden sich beide Einteilungen, und sie rufen damit eine schachbrettartige Anordnung der Großlandschaften hervor (Abb. 1).

Die hydrographische Gliederung in Unterregionen ergibt sich aus dem süd-nördlichen Verlauf der bedeutendsten Fluß- und Stromtäler. Sie bedingen mit ihren breiten, zum Teil mit Mooren erfüllten Talungen vier Geest-Unterregionen: 1. die Hannoversche Geest zwischen Weser und Elbe. Ihre Kernlandschaft ist die Lüneburger Heide; 2. die Weser-Ems-Geest zwischen der Mittel- und Unterweser im Osten und der Ems im Westen. Für diese Landeinheit gibt es keinen einheitlichen Namen, da eine zentrale Landschaft fehlt und die heutige, verwaltungsmäßige Aufspaltung einer einheitlichen Namengebung entgegensteht. Die von Schrepfer³⁾ angewandte Bezeichnung „Nordwestdeutsche Ebene“ ist zu allgemein in ihrem Bestimmungswort, außerdem trifft das Grundwort nicht ganz zu. Eindeutiger ist „Weser-Ems-Geest“; 3. die Ostniederländische Geest, umfassend die Landschaften Drente und Twente und gelegen zwischen der Ems und dem Bourtanger Moor im Osten und der Ijsselniederung und den westfriesischen Flachmooren im Westen; 4. die Zentralniederländische Geest mit der Veluwe als Kerngebiet. Sie ist nur klein und erstreckt sich vom Ijssel-Tal bis zum Marschenland Südhollands. Diese meridionale Gliederung ist auch insofern berechtigt, als sie den Faktor Lage, besonders die Lage zum atlantischen Weltmeer, berücksichtigt, die sich trotz der oben angeführten Einförmigkeit im Wetter und in der Witterung auswirkt wie Abnahme der Niederschlagsmenge von Westen nach Osten, Zunahme kontinentaler Erscheinungen u. dgl. m. Auch manche kulturgeographischen Grenzen — in Verwaltung, Landbau und Moorkultur, im Hausbau und in Siedel- und Flurformen — halten die gleiche meridionale Richtung ein.

Quer zu diesen hydrographisch abgegrenzten Landeinheiten verlaufen orographisch bestimmte Unterregionen. Besonders auffällig sind die Geestplatten, die im Westen mit der Drente beginnen, sich östlich der Ems im Hümmling, der südoldenburgischen Geest und der Syker Geest bis zum Westufer des Wesertales fortsetzen und auch noch in der Stader Geest und im Nordteil der Lüneburger Heide zu beobachten sind. Als eine 40—50 m hohe, von Bächen in Langriedel aufgelöste Parallelrückenlandschaft unterscheidet sich diese Unterregion deutlich von den im Süden und Norden angrenzenden Tiefländern. So zieht nördlich der Wildeshäuser Geest⁴⁾, wie man die Geestplatten zwischen Ems und Weser zusammenfassend benennen kann, eine breite Niederung von der Ems entlang der Leda bis zum Hunteknä, wo sie sich mit den Flußmarschen der Weser vereinigt. Diese sogenannte Ledaniederung trennt die ostfriesisch-nordoldenburgische Geest, die Neuenburger Geest, von dem Wildeshäuser Höhenland.

Weit durchgreifender ist die Tieflands-Unterregion im Süden der niederdeutschen Geestplatten. Sie läßt sich von der zentralniederländischen Geest im Westen bis zum Steinhuder Meer im Osten verfolgen und schließt sich unmittelbar an die Wiehenkette des Niederdeutschen Berglandes an. Die orographische Eigenart dieser Unterregion beruht auf dem für niederdeutsche Verhältnisse außergewöhnlich raschen Wechsel der Geländeformen. Mehr oder minder breite Becken und Niederungen, die zum Teil mit ausgedehnten Hochmooren erfüllt sind, werden von regelrechten Geesthöhen, sogenannten Stauchmoränen, die beachtliche Höhen erreichen, abgelöst. Dazu gesellen sich hier und dort glazial überformte Schichtücken und Schichtkämme, die aus Kreideschichten bestehen und die letzten Ausläufer der Westfälischen Bucht und

³⁾ Schrepfer, Der Nordwesten, 1935.

⁴⁾ Keller, Weser und Ems, 1901, wählt die Bezeichnung „Nordwestdeutsche Bodenschwelle“. Er rechnet dazu auch noch die Dammer Berge. Sie sind aber nach der Entwicklung ihrer Formen von dem anschließenden Geestplattenland im Norden zu trennen.

des Weserberglandes darstellen. Diese Unterregion kann man nach ihrem Formenschatz am besten als Niederungs- und Stauchmoränenregion bezeichnen.

Aus der Überschneidung der durch Hydrographie und Orographie bestimmten Unterregionen ergeben sich ohne weiteres die großen Naturräume, und daraus wird auch die Aufstellung und Abgrenzung des Westfälischen Tieflandes verständlich. Neben diesen, aus der Überschau gewonnenen Kriterien sind dann noch drei Tatsachen anzuführen, die schon von sich aus die Zusammenfassung der nördlich des Weserberglandes gelegenen Landstriche zu einer Großlandschaft gerechtfertigt hätten, und zwar die eigenartige Gestaltung des Gewässernetzes, die einmalige Vergesellschaftung der großen Geländeformen und die Übergangsstellung des Gebietes zwischen dem Bergland und der eigentlichen Nordwestdeutschen Ebene.

Besonders auffallend ist im Westfälischen Tiefland die Symmetrie des Gewässernetzes: die Hunte bildet die Achse. Sie ist neben den Grenzflüssen Ems und Weser der einzige Fluß, der das gesamte Gebiet quert und nach Norden zu die Wildeshauser Geest durchschneidet. Hingegen sind die beiden beherrschenden Flüsse, die Hase im Westen und die Große Aue im Osten, spiegelbildlich gebaut. Zunächst fließen sie nach Norden, um dann in einem mehr oder minder rechten Winkel nach Westen bzw. nach Osten abzubiegen und dem Abfall der Wildeshauser Geest in fast parallelem Laufe zu folgen. Diese Symmetrie wiederholt sich im Geländeaufbau. Der zentrale Höhenrücken der Dammer Berge liegt in unmittelbarer Nachbarschaft der Hunte. An ihn schließen sich nach Westen und Osten rasch abnehmende Höhen, umrahmt von Sandebenen und Niederungen, die zum Teil von Mooren ausgefüllt sind. Dieser schnelle Wechsel der Geländeformen von rasch ansteigenden Hügeln und flachwelligen Geestplatten, von sanderfüllten Talebenen und schwach gewölbten Moorniederungen ist für das Nordwestdeutsche Tiefland sehr selten und gibt dem Westfälischen Tiefland sein besonderes Gepräge.

Dazu gesellen sich Formen, die nach Aufbau und Entstehung noch zum Weserbergland und der Westfälischen Bucht gehören: es sind Aufragungen des Kreideuntergrundes, die in den Bentheimer und Stemmer Höhen als Schichtrücken hervortreten. Auch für die Ausbildung der nördlich anschließenden Berge und Hügel des sogenannten Rehburger Stadiums ist das Vorhandensein älterer, tertiärer Erhebungen maßgebend. Wenn somit auch die glaziale Überdeckung den größten Teil der Formen gestaltet, so sind doch gerade im Westfälischen Tiefland die Einflüsse des älteren Untergrundes noch klar zu erkennen. Sie deuten an — in der speziellen Betrachtung werden die Verhältnisse noch genauer dargestellt werden —, daß das Westfälische Tiefland am Ende des Tertiärs mehr einem Berg- und Hügelland glich. Erst an seiner Nordgrenze begann das Flachland, die Nordwestdeutsche Ebene. Damit beweist auch die genetische Betrachtung der Geländeformen des Westfälischen Tieflandes seine Zugehörigkeit zu den südlich anschließenden Großlandschaften, zu dem westfälischen Kernland, der Bucht, und zu dem westfälischen Bergland, dem Weserbergland. Und das sollte man auch bei der Namensgebung berücksichtigen.

II. Untergrund und Bau

(Abb. 3, 4, 27, 29)

Obleich die meisten Landstriche des Westfälischen Tieflandes von diluvialen und alluvialen Ablagerungen bedeckt sind, erscheint doch an manchen Stellen der prädiluviale Untergrund an der Oberfläche, und seine Gesteinsbeschaffenheit und sein tektonisches Gefüge bestimmen das heutige Relief. Darüber hinaus ist trotz mancher strittiger Fragen die prädiluviale Oberflächengestalt für die heutige großzügige Verteilung von Hoch und Tief und für die Anordnung der Geripplinien mehr oder minder verantwortlich zu machen, wenn auch die Wirkung der glazialen Überformung und die nachträgliche Abtragung nicht unterschätzt werden dürfen. Schon

diese beiden Gründe zwingen uns, den prädiluvialen Untergrund genauer zu betrachten (Abb. 3, 4).

Am Aufbau des Untergrundes sind kretazeische und tertiäre Schichten beteiligt, Die Grenze zwischen den beiden Ablagerungen, die etwa mit der Südgrenze der geschlossenen Verbreitung des marinen Oligo-Miocäns identisch ist, zieht diagonal durch das Westfälische Tiefland von der südwestlichen zur nordöstlichen Ecke.

Von Winterswijk kommend, läuft sie über Alstätte hart am Ostrande des Oldenzaaler Höhenrückens bis südlich von Denekamp, biegt hier nach Osten um und zieht über Emsbüren — der Rücken wird gequert — südlich der Baccumer und Fürstenauer Höhen über Schapen und Wesen nach Voltlage. Hier schwenkt sie entsprechend dem Verlauf der im Gehn kapartig vorspringenden Wiehenkette etwas nach Norden um, berührt das Südwestende der Fürstenauer Höhen und verläuft dann wieder nach Osten über Vörden zum Großen Moor. Vor den Stemmer Bergen biegt sie abermals nach Norden aus, umzieht den Dümmer und streicht dann bis zur Weser nach Osten, wobei die Grenze die Südspitze des Kellenberges und des Heisterberges berührt, dagegen die Uchter Böhre (etwa bei Kuppendorf) quert.

Nach dem Untergrund gliedert sich also das Tiefland in zwei schmale Dreiecke. Von ihnen gehört das südliche Kreidegebiet noch zu dem mit mesozoischen Schichten erfüllten Niederdeutschen Becken, während das nördliche Tertiärgebiet eine Sonderregion des Beckens darstellt, das sich als sogenanntes Niederdeutsches Tertiärgebiet quer durch Nordwestdeutschland erstreckt und im Westen in den holländischen Tertiärtrog übergeht. Vom geologisch-stratigraphischen Standpunkt aus kann also die landeskundliche Einheit des Westfälischen Tieflandes nicht begründet werden, vielmehr offenbart sich uns das Tiefland als ein Übergangsgebiet.

Durch das Heranrücken der Tertiärgrenze an den zum Weserbergland gehörigen Gehn gliedert sich das Kreidegebiet in einen westlichen und östlichen Bezirk, in das Bentheimer und Mindener Kreidegebiet. Beide Bezirke unterscheiden sich schon in ihrem orographischen Gefüge von den andern Landstrichen, und das hängt eng mit der faziellen Ausbildung der anstehenden Kreideschichten und dem tektonischen Bau zusammen.

Die Kreidegebiete. Das Bentheimer Gebiet bildet in tektonischer Hinsicht die westliche Fortsetzung der Osningschwelle⁵⁾. So streicht die Osningachse vom Ibbenbürener Schafberg über Salzbergen bis zum Samerott. Hier wird sie durch eine Verwerfung abgeschnitten und setzt erst weiter nordwärts als sog. Schüttorfer Sattelachse wieder ein. Auch diese zieht direkt westwärts, um allmählich unterzutauchen. Nördlich dieses Sattels fallen die Schichten sehr flach, zum Teil söhlig ein, dagegen beträgt das Einfallen nach Süden, zum Bentheimer Rücken hin, 15—20°. Hier senken sich die Schichten zu der Brechemulde, die zwischen dem Ochtruper und Schüttorfer Sattel liegt. Ihre Achse verläuft ebenfalls in westlicher Richtung. Daran schließen sich dann südwärts die Störungen, Einmuldungen und Aufsattelungen, die wir am Westrand der Westfälischen Bucht verfolgen konnten.

Ist damit das Bentheimer Kreidegebiet tektonisch zweifellos noch zum Weserbergland zu rechnen, so gilt das nicht mehr hinsichtlich der Ablagerungen. Oberflächlich finden sich nur die Schichten der unteren Kreide. Darin unterscheidet es sich von der Westfälischen Bucht (Oberkreide) und auch vom Weserbergland (Jura und älter), wenn auch in letzterem die Unterkreide strichweise anzutreffen ist. Im Schüttorfer

⁵⁾ Bärtling, Westf.-holländ. Grenzgebiete, 1924; Behme, Geologischer Führer, 1926; Harbot, Bentheimer-Isterberger Sattel, 1907; Wegner, Geologie Westfalens, 1926; Specht, Bentheimer Land, 1934; Schulling, Niederland, 1934; Van Baaren, IJssel, 1910; Kukul, Niederrheinisch-westf. Steinkohlengbiet, 1938.

Sattel treten heute die Tone des Wealden zutage. Sie finden sich ebenso bei Stovern (Salzbergen) und im Samerott rechts der Vechte. Im Norden und Süden lagern sich auf die Flanken des Sattels die (jüngeren) Schichten der marinen Unterkreide (des unteren Neokoms), deren facielle Ausbildung sehr stark wechselt. Auf eine dünne Tonschicht (Valenginien-Tone) legt sich der sog. Bentheimer Sandstein von mittelkörniger Beschaffenheit. Er wird wieder abgelöst von Tonen und Mergeln, die dem oberen Valenginien und dem unteren Hauterivien angehören. Dann folgt wieder eine Sandsteinschicht, der sog. Gildehauser Sandstein (Hauterivien = mittleres Neokom). An ihn schließen sich wiederum Schiefertone (Barrême und Apt) sowie Flammenmergel (Alb), die zum oberen Neokom gerechnet werden und durchweg die Brechtemulde ausfüllen. Erst zur Ochtruper Aufsattelung tritt bei Losser an der holländischen Grenze nach Schuiling⁶⁾ wieder Bentheimer Sandstein zutage. Er liegt nur wenige Meter unter der Oberfläche und ist in einzelnen Hohlwegen und im Bett der Glaner Beeke sichtbar. Bezeichnend an der Schichtenfolge ist also ein steter Wechsel von weichen, leicht ausräumbaren Tonen und härteren, widerstandsfähigeren Sandsteinen.

Das Mindener Gebiet ähnelt weitgehend der Westfälischen Bucht. Nach seiner tektonischen Anlage gehört es zu der großen Hunte-Wesermulde, die als Gegenstück zur Münsterschen Mulde die Osningschwelle vom Gehn im Westen bis zu den Rehburger Bergen südlich des Steinhuder Meeres im Osten begleitet. An ihrem Aufbau⁷⁾ sind in erster Linie Unterkreideschichten beteiligt. Im Süden legt sich auf den Weißjura der Wiehenkette zunächst ein breites Wealdenband mit flachem, nördlichem Einfallen. Der obere Wealden, der für die Oberflächengestalt des Mindener Flachlandes allein entscheidend ist, besteht durchweg aus weichen Schiefertönen. Erst weiter nach Osten, bei Böhhorst, ändert sich seine Zusammensetzung, zugleich tritt östlich der Weser auch der untere Wealden zutage und bildet mit seinen sandigen Ablagerungen, die vereinzelt Kohlenflöze und Schiefertönbänder enthalten, die Höhen der Bückeberge. Damit endet östlich der Weser das Mindener Flachland, und der orographisch bedeutsame Wechsel der Ablagerungen ist einer der Gründe dafür, daß die Schaumburger Mulde, obgleich sie geologisch noch zur Hunte-Weser-Mulde gehört, nicht mehr zum Westfälischen Tiefland gerechnet wurde. — Die Nordgrenze des oberflächlich anstehenden Wealden verläuft etwa von Hunteburg über Lavern, Isenstedt, Hartum nach Minden parallel zu dem Wiehengebirgsabschnitt Lübbecke-Porta. Nördlich dieser Linie wird der Wealden von der marinen Unterkreide, dem Neokom, abgelöst. Er besteht hier im Gegensatz zu den stark wechselnden Ablagerungen des Bentheimer Gebietes nur aus dunklen, 150 m mächtigen Schiefertönen und ist in seinem morphologischen Wert dem Wealden gleichzustellen.

Von den folgenden Oberkreideschichten ist infolge der besonderen Ablagerungsverhältnisse (Transgression der Kreidemeere, Verschiebung der Muldenachse u. a.) nur noch das Obersenon erhalten, das sich diskordant auf die Neokomschichten legt. Es besteht also eine deutliche Schichtlücke. Vom Obersenon sind die Quadratenschichten belanglos, maßgebend sind allein die Mukronaten. Sie bauen die sog. Lemförder Oberkreidemulde auf, deren äußere Grenzen etwa mit den Orten Hunteburg, Haldem, Oppenrade, Lembruch, Dümmerlohhausen (hier taucht sie unters Tertiär), Handorf, Fladderlohhausen, Helle, Gehrde, Drehe, Vörden (hier tritt sie wieder unter dem Tertiär hervor), Hunteburg angegeben sei. Die Mukronatenschichten bestehen von unten nach oben aus Konglomeraten (Basalschichten), hellgrünen, mergeligen Glaukonitsandsteinen mit gelegentlichen Einlagerungen von grünlichen Mergeln oder Kieselknollen (bis 260 m mächtig) und hellgrauen, zum Teil feingeschichteten, fein-

⁶⁾ Schuiling, Nederland, 1934, I, 537.

⁷⁾ Harbot, Schaumburg-Lippische Kreidemulde, 1903; Stille u. Brinckmann, Untergrund des südl. Oldenburg, 1930.

sandigen glaukonitischen und kalkarmen bzw. kalkfreien Tonen, die bereits an tertiäre Gesteine erinnern. Damit ähnelt das Obersenon der Lemförder Mulde in seiner facialen Ausbildung den gleichaltrigen Ablagerungen der Billerbecker Höhen im Kernmünsterland, wo ebenfalls sandig-glaukonitische Mergel und Grünsandsteine verbreitet sind. Stratigraphisch rechnen Stille und Brinckmann den Hauptteil der Gesteine zu den mittleren Mukronatenschichten⁸⁾.

Tektonisch ist das Mindener Kreidegebiet keine einfach gebaute Großmulde. Vielmehr konnten Stille und Brinckmann drei Hebungsachsen feststellen, die von Westnordwest nach Ost-südost ziehen. So läßt sich im Süden von Bramsche über Bohmte nach Holzhausen die sog. Limberg-Achse verfolgen, die schon bei der Besprechung des Weserberglandes erwähnt wurde. Zum Teil treten an diesem Sattel älterer weißer Jura und Dogger zutage und bilden die vorgeschobenen Schicht-rücken und Aufsattelungen der Limberge, der Kalkrieser Höhen und des Gehns. Zu dieser Limbergachse, die in mehrere Spezialaufsattelungen zu gliedern ist, gehört auch die kleine Aufwölbung bei Bohmte, 3,5 km nördlich des Wiehengebirges, wo Wealden in einem kleinen Hügelrücken an der Oberfläche erscheint. Der zweite Sattel liegt 7 km nördlich der Wiehenkette und erstreckt sich als sehr kurze Aufbeulung von Levern bis Fabbenstedt. Wealden tritt ebenfalls in seinem Kern zutage. Bei Levern fällt er mit 15—25° nach Süden ein, dagegen zeigt er bei Destel flaches, nördliches bis nordwestliches Fallen, während er bei Sundern nach Westen absinkt. Hier taucht also der Sattel unter. Erst an den Levrerner Sattel schließt sich die Lemförder Oberkreidemulde als westliches Glied der großen Hunte-Weser-Mulde an. Die Muldenachse zieht etwa von Petershagen a. d. Weser über Meßlingen, Lavelshoh, Brockum, Lemförde an das Südenende des Dümmers, um dann nach Nord-westen umzubiegen. Die Oberkreideschichten liegen flach muldenförmig, das Ein-fallen beträgt höchstens 8°. Nach Norden wird die Lemförder Mulde durch den Rehburger Sattel abgeschlossen, dessen Achse von Schlüsselburg über Uchte und Ströhen zum Nordende des Dümmers streicht.

Dieser tektonische Bau, der schon vor dem Oligozän angelegt war, da das Tertiär sich diskordant auf die eingemuldeten Kreideschichten legt, kann aber das Ober-flächenbild, das orographische Gefüge des Mindener Kreidegebietes noch nicht ganz verständlich machen (Abb. 27). Man müßte erwarten, daß der Mukronatenhärtling der Stemmer Berge wie das Kernmünsterland in der Westfälischen Bucht zentral in der Mulde bzw. auf der Muldenachse liegen und entsprechend dem Verlauf der Achse von Westen nach Osten streichen würde. Das ist nicht der Fall. Vielmehr erstreckt sich dieser Höhenrücken am Südflügel der Mulde, während der zentrale Teil und der Nordflügel der Mulde sehr viel niedriger liegen. Für diese Erscheinung sind tektonische Vorgänge verantwortlich zu machen, die nach Stille und Brinck-mann⁹⁾ nach dem marinen Mittelmiozän einsetzten und vermutlich noch im Diluvium und Alluvium weiterwirkten. Es ergibt sich nämlich aus dem Isohypsenbild der Kreideoberfläche, so schreiben die beiden Verfasser, ein treppenförmiges Absin-ken gegen Nordwesten mit zwei steileren Gefällsstufen unter den Stemmer Bergen und den Dammer Bergen und dazwischenliegenden, fast horizontalen Flächenstücken im Untergrund des Dümmer Sees und Großen Moores einerseits, der tiefliegenden Gebiete zwischen Holdorf und Gehrde andererseits. Aus dem Längsprofil geht deutlich hervor, daß die ebenen Treppenflächen den heutigen, z. T. mit See und Sumpf bedeck-ten Niederungen, die Treppenstufen dagegen den Bergrücken entsprechen. Es liegt nahe, dieses auffällig räumliche Zusammenfallen durch die wellige Verbiegung einer

⁸⁾ Es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, daß einige helle Tone und Mergel bei Gehrde noch den oberen Mukronatenschichten zuzuordnen sind. Doch sind sie für uns bedeutungslos, da sie schon unter dem Tertiär lagern. Vgl. Stille u. Brinckmann, Untergrund des südlichen Olden-burg, 1930.

⁹⁾ Stille u. Brinckmann, Untergrund des südlichen Oldenburg, 1930, 14.

ursprünglich gleichmäßig gegen Nordwesten einfallenden Tertiärunterfläche zu erklären, die Untergrund und Erdoberfläche gleichmäßig ergriff und somit wohl noch im Diluvium und Alluvium weiterwirkte¹⁰⁾. Für unsere Fragestellung und speziell für das Mindener Kreidegebiet und seinen äußersten Eckpfosten, die Stemmer Berge, ist wichtig, daß die präoligozän angelegten Mulden und Sättel der Kreideablagerungen von einer jüngeren Wellung bzw. Treppung umgeformt und die einzelnen Abschnitte in verschiedenen hohe Lagen gebracht wurden. Die Achsen dieser Wellungen verlaufen durchweg Westsüdwest—Ostnordost und schneiden spitzwinklig die präoligozän angelegten Kreidemulden und -sättel. Mit diesen Erscheinungen unterscheidet sich das Mindener Kreidegebiet wesentlich von der Westfälischen Bucht. Sie weisen ihm vielmehr eine Zwischenstellung zu, da es in sich die ältere tektonische Anlage einer dem Niederdeutschen mesozoischen Becken angehörigen Kreidemulde und die jungen Bewegungen des nördlichen Tertiärgebietes vereinigt. Aus dem ersten ergibt sich die Lagerung der Gesteine, aus ihr und dem zweiten läßt sich der Verlauf der Geripplinien, besonders die Richtung der Stemmer Berge verständlich machen.

Die Tertiärgebiete. Über die Bedeutung der tertiären Ablagerungen und des von ihnen aufgebauten Reliefs für das heutige orographische Gefüge bestehen sehr verschiedene Ansichten. Das erklärt sich zum Teil aus dem Mangel an Tiefbohrungen und den geringen geologischen Spezialaufnahmen. Am besten sind in dieser Hinsicht die Dammer Berge und das anschließende Niederungsgebiet erforscht¹¹⁾. Für den Osten, das Auegebiet, liegt nur eine kurze Zusammenstellung von Stoller¹¹⁾ vor, und für den Westen, das Ems-Vechte-Gebiet, sind immer noch die Arbeiten von Tietze¹²⁾ grundlegend. Um doch zu einem gewissen Ergebnis zu kommen, wurden auch neuere Arbeiten aus den angrenzenden nördlichen und westlichen Landschaften herangezogen, um zumindest die Strukturen des prädiluvialen Reliefs und die ihm zugrunde liegenden Kräfte zu erfassen.

Über die Ablagerungen des Tertiärs hat zuletzt Rohling¹³⁾ eine zusammenfassende Darstellung gegeben. In dem von ihm untersuchten Gebiet hat er folgende Schichten aussondern können. Über der Kreide lagert unmittelbar ein „Basalkonglomerat“, dessen Mächtigkeit von wenigen Dezimetern auf 7 Meter (Wildeshausen) anwachsen kann. Ihm folgt meist ein Fossilreste führender Ton oder toniger Sand, der glatte, blankpolierte Quarzkörner und viel Glaukonit enthält. Beide Schichten rechnet Rohling zum Paläozän; zumindest steht dieses Alter für die Bohrungen Wildeshausen, Hengstlage, Lüsche, Vechta und Dinklage fest, also für die Wildeshauser Geest, doch fehlt Paläozän nicht im Dammer-Gebiet, wenn auch eine andere Ausbildung vorliegt. Ohne ein scharf ausgeprägtes Merkzeichen geht das Paläozän in das Untereozän über. Dieses stellt die weitaus mächtigste Tertiärschicht Südoldenburgs dar. Es besteht fast ganz aus einem grauen oder bräunlichen, feinsandigen und fast kalkfreien, meist schlierigen Ton. Ab und zu sind Tuffschichten¹⁴⁾ und in den höheren Lagen härtere Bänke aus Sandstein, Kalk- und Glaukonitsandstein, eingeschaltet. Das folgende Obereozän bildet ein wenig mächtiges Schichtpaket aus graugrünem, ziemlich hellem Ton mit wechselndem Sand- und zum Teil starkem Glaukonitgehalt. Im ganzen ist das Eozän mehr oder minder sandig entwickelt und stimmt weitgehend mit dem Eozän von Zuid-Barge in Ostholland überein¹⁵⁾. Das Oligozän beginnt wie das Paläozän mit einer kiesigen Schicht, der Transgressions-

10) Stille u. Brinckmann, Untergrund des südlichen Oldenburg, 1930; Rohling, Tertiär in Südoldenburg, 1941.

11) Stoller, Grafschaften Hoya und Diepholz, 1922.

12) Tietze, Mittleres Emsgebiet, 1906 und 1912.

13) Rohling, Tertiär in Südoldenburg, 1941.

14) Andersen, Eozäne vulkanische Ascheschichten, 1938; Gagel, Untereozän im südlichen Oldenburg, 1918.

15) Bentz, Westf.-holländ. Grenzgebiet, 1930.

ablagerung des Unteroligozäns. Das Gestein, gut erbohrt in Vechta-Zitadelle, besteht fast nur aus einem glattpolierten, blanken Quarzkies mit Haifischzähnen. Auch in Goldenstedt und Dinklage fand sich die gleiche Ablagerung. Ein zweiter, gut erhaltener Horizont ist der Septarienton. Er ließ sich indes nur in den Bohrungen der Wildeshäuser Geest nachweisen. Vom Oberoligozän und Untermiozän fehlen in dem von Rohling untersuchten Gebiet jegliche Spuren. Die unteroligozänen Septarientone werden vielmehr direkt vom Mittelmiozän überlagert. Es setzt sich vornehmlich aus Glimmertonen, untermischt mit Geröllen, Quarzsanden und Glaukonit-sanden zusammen. Unsicher ist das Vorkommen von Obermiozän, das sich nur bei Nordlohne nachweisen ließ (Abb. 29).

Die Verbreitung der tertiären Ablagerungen hängt eng mit der Meer- und Landwerdung zusammen. Seit der Mitte des Paläozäns senkte sich das Land, und das Meer bedeckte das gesamte Westfälische Tiefland; nur einzelne Teile der Dammer Berge, so vermutet Rohling, ragten als Insel heraus. Im oberen Untereozän wurde das Senkungsgebiet flacher, ohne daß das Meer ganz zurückwich. Mit dem beginnenden Oligozän senkte sich das Land erneut. Damit vertiefte und erweiterte sich das Meer, das bis ins nördliche Weserbergland (Bünde) reichte und das gesamte Westfälische Tiefland umfaßte. Im anschließenden Oberoligozän wich das Meer bis nördlich Bremen zurück: die erste tertiäre Tieflandperiode begann. Das Mittelmiozän brachte dann die dritte und letzte tertiäre Überflutung. Sie war nur kurz und bedeckte nicht alle Gebiete des Westfälischen Tieflandes. Von ihr blieben verschont das Ostland, das Auegebiet¹⁶⁾, und im Westen die Ausläufer der sog. Westschwelle, die Oldenzaaler und Uelsener Höhen¹⁷⁾. Dagegen drang das Meer in die Osning-schwelle ein, wie die noch erhaltenen miozänen Reste bei Bünde, Astrup, Lechtringen und Ibbenbüren beweisen. Mit dem Übergang zum Obermiozän setzte dann die zweite tertiäre Festlandsperiode ein, die bis heute anhält.

Aus der heute noch nachweisbaren Verteilung der tertiären Schichten ergibt sich also eine Zweiteilung des nördlichen Westfälischen Tieflandes in den oligozänen Osten und den miozänen Westen. Die Scheide liegt bei den Dammer Höhen. Ihre Stellung ist unklar. Der stratigraphische Befund spricht für ein Insel- oder Halbinselstadium seit dem höheren Eozän¹⁸⁾. Doch ist es denkbar, daß die Abtragung Schichten, die weiter südwärts in Gräben und Mulden erhalten blieben, hat verschwinden lassen.

Vorrücken und Zurückweichen des Meeres hängen eng mit tektonischen Bewegungen, vor allem mit Großschollenbewegungen, zusammen. Seit dem marinen Miozän ist ein allgemeines Absinken des Landes nach Nordwesten zu beobachten, wobei sich nach dem holländischen Gebiet hin immer mehr die westlich gerichtete Abdachung durchsetzt. Bis zur Gegenwart hält diese Senkung an. Aus ihr läßt sich die später skizzierte Höhenlage, charakterisiert durch den Verlauf der 20-m- und 40-m-Isohypse, zum großen Teil ableiten. Schwieriger sind die speziell tektonischen Bewegungen zu erfassen, die neben exogenen Faktoren das Relief der prädiluvialen Landschaft mitformten. Hinderlich sind einmal die tertiären Ablagerungen selbst: die plastischen Ablagerungen erlauben für sich allein kaum die Feststellung einer Bruchtektonik. Zweitens kann man bei den weit auseinanderliegenden Bohrungen und ihrer meist nur ungenau durchzuführenden, stratigraphischen Gliederung Auffaltungen nur schwer von Denudationserscheinungen der vorpaläozänen und vormitteloligozänen Festlandsperiode unterscheiden. Und drittens ist — wie wir noch sehen werden — die Lagerung der tertiären Schichten weitgehend glazial gestört (Glazial-

16) Stoller, Grafschaften Hoya und Diepholz, 1922.

17) Tesch, *Sous-sol des Pays-Bas*, 1938.

18) Rohling, *Tertiär in Süddoldenburg*, 1941, 90.

tektonik). Gerade über Ausmaß und Wirkungsweise dieses Faktors sind wir noch sehr im unklaren. Dennoch seien hier die Ergebnisse der bisherigen Forschung zusammengestellt, um aus ihnen eventuell gewisse Anhaltspunkte für das Verständnis des heutigen orographischen, besser des bodenplastischen Gefüges zu gewinnen.

Wie schon ausgeführt, finden sich im Diepholz-Nienburger Gebiet von der Hohen Sühn im Westen bis zur Liebenauer Platte im Osten nur mitteloligozäne Schichten (Septarienton in sandiger, glaukonitreicher Ausbildung). Seit dem Ausgang der Oligozänzeit ist also der Osten des Westfälischen Tieflandes landfest. Die einsetzende Abtragung war seitdem so bedeutend, daß vom Oberoligozän nur kümmerliche Reste erhalten sind. Häufig sitzt das Diluvium dem Septarienton direkt auf. Tertiäre Ablagerungen finden sich heute als Kerne in den Erhebungen der Hohen Sühn, des Kellenberges, ferner im Norden der Uchter Böhre (Knickberg) und auf der Liebenauer Platte. Neben diesen tertiären Schichten konnte Stoller — und das ist wiederum ein wichtiger Gegensatz des östlichen Tieflandes zu dem westlichen Ems-Vechte-Gebiet — auch noch anstehende Unterkreide feststellen und zwar an drei Stellen des Liebenauer Plateaus: bei Steyerberg mittleres Gault, bei Pennigsehl vermutlich das gleiche und bei Wohlenhausen Neokom. Darüber hinaus finden sich, nachgewiesen durch geophysikalische Untersuchungen¹⁹⁾, Auftragungen festen Gesteines bei Sulinger Moor und Düste (sicher), bei Ridderade, Rathlosen und Staffhorst (unsicher).

Die genannten Fundstellen lassen sich in tektonische Linien einordnen, die durchweg von Südostsüd nach Nordwestnord verlaufen. So verläuft nach Stoller²⁰⁾ eine Störungslinie vom Steinhuder Meer über Husum, Wohlenhausen nach Wietze, die Steinhuder Meer-Linie. Ihr parallel zieht eine zweite Achse etwa über Steyerberg nach Pennigsehl, wobei der Steyerberger Fundort auf dem Westflügel und die Pennigsehler Kreidekuppe auf dem Ostflügel liegt. Weiter nördlich deutet die Auftragung festen Gesteins bei Staffhorst möglicherweise die Fortsetzung dieser Steyerberger Hebungssache an. Auffällig ist, daß auf dieser Hebungssache die Heisterberge liegen, die spornartig nach Süden in die Niederung der großen Aue vorstoßen. Eine dritte, mehr nordwestlich gerichtete Linie wird durch den Knickberg der Uchter Böhre und die unterirdischen Gesteinsauftragungen von Sulinger-Moor, Rathlosen und Ridderade angedeutet. Ihr parallel läuft eine vierte Linie, gekennzeichnet durch die Kellenberghöhen und den geophysikalisch wichtigen Punkt bei Düste. Unsicher ist die Einordnung des Hohen Sühns. Wohl glaubt Stoller hier Bodenbewegungen im Frühdiluvium nachweisen zu können; denn der Aufschluß am Dauberge zeigt eine bis zur Überkipfung gediehene Südost-Nordwest streichende Steilaufrichtung aller Schichten bis einschließlich der Feinsandstufe des Diluviums (= obere Hälfte des Interglazials I nach Stoller). Doch lassen sich diese Formen auch auf glazialtektonische Einflüsse zurückführen.

Über die Art der Bewegungen und über die durch sie bedingte Lagerung der Schichten läßt sich fast nichts aussagen. Stoller sieht in den von ihm angeführten drei Störungslinien weniger Hebungssachsen — dies nur in der Steyerberger —, sondern vornehmlich Verwerfungslinien mit einseitigen, nach Nordosten gerichteten Bodensenkungen. Es bildete sich so eine Treppe. Doch wird man wohl auch mit Aufsattelungen und Einmüldungen zu rechnen haben. Dafür sprechen das Alter und die Beziehung zu den hercynischen Störungen. Nach Harbot²¹⁾ ist nämlich die Steinhuder Meer-Linie zumindest präoligozän, und Stoller glaubt ein Fortwirken der Bewegungen durch das ganze Tertiär hindurch annehmen zu können. Dabei hielten sich die posthumer Bodenbewegungen an die schon vorhandenen Hauptstörungsachsen.

¹⁹⁾ Rößle, Seismische Arbeiten, 1938.

²⁰⁾ Stoller, Grafschaften Hoya und Diepholz, 1922.

²¹⁾ Harbot, Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. d. Weser, 1910.

Somit scheinen die bisherigen Beobachtungen für das östliche Tertiärgebiet eine hercynisch gerichtete Tektonik erkennen zu lassen, die nicht nur den Kreideuntergrund, sondern auch die tertiären Ablagerungen ergriffen hat. Und wie die Parallelität mit den heutigen Erhebungen andeutet, steht die tektonische Anlage vermutlich in einem engen Zusammenhang mit dem heutigen und wahrscheinlich auch mit dem prädiluvialen Relief. Diese Parallelität zwischen tektonischen Linien und heutigen Geripplinien gilt auch für das nördlich anschließende Syker Gebiet etwa bis zur Linie Hoya-Wildeshausen. Erst nördlich dieser Linie taucht der vortertiäre Untergrund in größere Tiefen, und steil aufragende Salzstöcke vom sog. hannoverschen Typus setzen sich durch (Salztektonik).

Weit klarer lassen sich die Verhältnisse im Bersenbrücker Gebiet speziell im Bereich der Dammer Berge, überschauen. Nach den Untersuchungen von Stille und Brinckmann²²⁾ lebten die tektonischen Bewegungen, welche die Dammer Kreidedoppelmulde schufen, in der Tertiärzeit nicht wieder auf. Die späteren tektonischen Bewegungen streichen in 4 Richtungen. So zieht nach Rohling²³⁾ eine Hebungslinie von Dinklage, wo Diluvium auf Unteroligozän bzw. Eozän auflagert, nach Hengstlage, wo Mittelmiozän über Unteroligozän transgrediert. Diese in rheinischer Richtung (Südsüdwest-Nordnordost) sich erstreckende, leichte Aufsattelung soll sich auch im tieferen Untergrund bemerkbar machen. Weiter östlich vermutet Rohling ebenfalls eine ähnlich gerichtete, mehr nach Nordosten ziehende Störungslinie, die vermutlich als Fortsetzung der sog. Gehrder Verwerfung — am Nordwestrand der Dammer Oberkreidemulde — sich in den Salzwasservorkommen von Maschendorf und Carum bemerkbar macht. Auch die Bohrung Wildeshausen traf in unbekannter Tiefe auf eine Sole. Bemerkenswert ist, und darauf weist auch Rohling hin, daß die rheinischen Störungslinien eine Parallele in der Anordnung der Gewässerlinien auf der Südoldenburger bzw. Cappelner Geest haben. — Quer zu diesen Störungen verläuft nach Gagel²⁴⁾ eine Westost streichende tektonische Linie entlang der Lager Hase von Vechta nach Lönningen. Gagel vermutet sie, um den Höhenunterschied des Mittelmiozäns zwischen der Bohrung Vechta-Zitadelle und den südlichen Ziegeleien erklären zu können. Auch sie läuft einer wichtigen Geripplinie, dem Abfall der Südoldenburger Geest zur Quakenbrücker Niederung, parallel. Ob damit auch die schon im Prädiluvium vorhandene, höhere Lage der Wildeshauser Geestplatte (Abb. 27) zusammenhängt, ist noch nicht zu übersehen. Der Kreuzungspunkt der bisher genannten Linien liegt bei Maschendorf-Carum, wo verschiedentlich Salzwasserquellen in nur 15 m Tiefe erbohrt wurden. Beide Störungssysteme haben obermiozänes bis pliozänes Alter, gehören also in die attische Phase. — Eine dritte tektonische Bewegung, die ebenfalls für die Landformung bedeutungsvoll ist, haben Stille und Brinckmann nachgewiesen. Es handelt sich um das treppenförmige Einsinken der Unterkante des Tertiärs von Damme an in nordwestlicher und nördlicher Richtung, ein Vorgang, der auch noch im Diluvium und Alluvium anhält. Diese Treppe, die nach dem marinen Mittelmiozän eintrat, hängt wohl mit der Gestaltung des vortertiären Meeresuntergrundes und mit den epirogenen Einsenkungen zur Tertiärzeit zusammen. Deshalb schmiegen sich — und das gilt auch für das holländische Grenzgebiet — die Treppungsachsen weitgehend den ehemaligen Küstenlinien an. Im Dammer Gebiet streichen sie Westsüdwest—Ostnordost bzw. Südwest—Nordost. Dabei entsprechen die ebenen Kridetreppenflächen den heutigen Niederungen, die Treppenstufen den Bergrücken. Letztere treten in den Dammer Bergen schon im präglazialen Relief hervor, und „es dürfte nicht zufällig sein“, so bemerken Stille und Brinckmann, „daß hier im Diluvium eine Eisrandlage bestanden hat“ (Abb. 4).

²²⁾ Stille u. Brinckmann, Untergrund des südlichen Oldenburg, 1931.

²³⁾ Rohling, Tertiär in Südoldenburg, 1941.

²⁴⁾ Gagel, Unterzän im südlichen Oldenburg, 1918.

Es ergibt sich also für das Dammer Gebiet, daß die tertiären tektonischen Strukturen, so schwach sie sich auch bemerkbar machen, nicht nur das prädiluviale Relief, sondern auch die Anordnung der heutigen Relieflinien beeinflussen, zumindest ist eine gewisse Parallelität nicht zu leugnen. — In dieses Bild passen jedoch nicht die Fürstenauer Höhen. Schon ihre orographische Streichrichtung läßt sich mit keiner der genannten Linien parallelisieren. Möglicherweise machen sich hier noch hercynisch gerichtete, tektonische Linien bemerkbar; denn wenn man den Verlauf der von Stille und Brinckmann nördlich des Wiehengebirges verzeichneten Mulden- und Sattelachsen verfolgt, so biegt sowohl die Achse der Dammer Mulde als auch die Limberger Sattelachse nach Nordwesten um. Vielleicht ist diese Erscheinung auf die Erstanlage der Fürstenauer Höhen nicht ohne Einfluß gewesen, doch läßt sich bei dem Fehlen von Tiefbohrungen nichts Sicheres aussagen. Gewiß ist nur die hier ebenfalls sehr hohe Lage des Tertiärs, das teilweise ansteht. Darin gleichen die Fürstenauer Höhen ganz den Dammer Bergen.

Im Ems-Vechte-Gebiet hat sich Tietze²⁵⁾ mit der Gestaltung des prädiluvialen Untergrundes auseinandergesetzt. Er kommt zu der Auffassung, daß „die geologischen Vorgänge der Tertiärperiode . . . grundlegend für die Ausbildung der heutigen Oberflächenformen gewesen sind . . . Die zur Zeit des Diluviums und Alluviums eingetretenen Veränderungen haben die großen Züge des zur Tertiärzeit entstandenen Oberflächenbildes nur wenig mehr zu verändern gemocht.“ Wie aus seiner abschließenden Darstellung hervorgeht, erscheint in den heutigen Höhen allenthalben das Tertiär an der Oberfläche oder ist nur von einer sehr dünnen Diluvialdecke überkleidet. Stellenweise werden die tertiären Ablagerungen von Schotter und Sanden überlagert, denen Tietze präglaziales Alter zuschreibt. Aus ihnen bestehen auch die nach Norden gerichteten Sporne der Baccumer und Fürstenauer Höhen. Aus diesen Tatsachen schließt Tietze, daß das Land im Pliozän sich hob, aber weiter aufgeschottert wurde und zwar auf einer nach Norden sich senkenden, strandnahen Ebenheit, die schon von der Ems in ihrer heutigen Richtung gequert wurde. Dann erst begann sich das heutige Relief herauszubilden. Dafür waren entscheidend Faltungen, deren Achsen parallel der Osningachse im Ibbenbürener Schafberg verlaufen, also von Westnordwest nach Ost-südost. Jetzt bildeten sich die großen Quertäler und die zwischen ihnen liegenden Berg- und Hügelrücken. Als Beweis führt Tietze Beobachtungen im Baccumer Tertiär an. Hier sind die Ablagerungen in eine Anzahl Westnordwest-Ost-südost streichender Sättel gefaltet. Nach Tietzes Ansicht — er stützt sich auf Beobachtungen in den Grünberger Höhen in Schlesien — kann der gradlinige Verlauf der Sattel- und Muldenachsen über mehrere Kilometer Länge hinweg nicht aus glazialen Vorgängen begründet werden. Die Faltungen müssen mindestens präglazial sein. Grob ausgedrückt, sind nach Tietze für das präglaziale und das jetzige Relief jungtertiäre Bewegungen verantwortlich zu machen, die sich an hercynische Strukturen anlehnen. Damit entspräche das mittlere Emsland, das Westland, ganz dem Auegebiet, dem Ostland.

Gegen diese Auffassung hat Beyenburg²⁶⁾ wichtige Bedenken erhoben. Trotz des Einwandes von Tietze hält er es für möglich, daß die angeführte Kleinfältelung durch Druck des Eises hervorgerufen wurde. Außerdem weist er darauf hin, daß die Richtung der kleinen Faltenachsen keineswegs bei allen Höhen gleich ist. Vielmehr ziehen sie stets parallel der Kammlinie und streichen so bei den Oldenzaaler Höhen Nord—Süd, bei den Lohner und Emsbürener Höhen Südwestsüd—Nordostnord und bei den Baccumer Höhen Westsüdwest—Ostnordost. Drittens verläuft die Osningachse, wie heute einwandfrei feststeht, vom Ibbenbürener Schafberg nach Westen. Deswegen vertritt Beyenburg den Standpunkt, daß die Höhen des mittleren

²⁵⁾ Tietze, Mittleres Emsgebiet, 1906 und 1912.

²⁶⁾ Beyenburg, Endmoränen und Talsande, 1934.

Emslandes in erster Linie durch vorstoßende Gletscher, die das Tertiär empordrückten, entstanden sind. Deshalb läge auch in dem Emsbürener Rücken unter dem Tertiär noch diluviales Material (schwimmende Tertiärscholle). Damit bezweifelt Beyenburg auch — obgleich er es nicht ausdrücklich betont — das Nachwirken des präglazialen Reliefs in der heutigen Höhenverteilung und sogar die autochthone Lagerung der Tertiärschichten. Das scheint mir aber keineswegs bewiesen zu sein. Ich halte vielmehr den Gedanken von Tietze und die Annahme einer tektonischen Anlage des prädiluvialen Reliefs und seines, wenn auch glazial gestörten Weiterwirkens bis in die Gegenwart für sehr naheliegend.

Zwar fehlen im mittleren Emsgebiet eindeutige Beweise, doch erlauben die in den benachbarten Gebieten gemachten Erfahrungen gewisse Analogieschlüsse. So sind sicherlich die Oldenzaaler und Uelsener Höhen tektonisch bedingt. Sie bilden das hier allmählich untertauchende Ende der sog. Westschwelle. Als schmale Aufsattelung treten sie schon zur Miozänzeit als kapartig nach Norden vorspringende Halbinsel hervor, so daß in ihnen heute nur noch Oligozän zutage kommt²⁷⁾. Damit sind sie zugleich die Scheide zwischen dem nordwestdeutschen und ostholländischen Tertiärbecken. Treppenartig fällt das vom Tertiär bedeckte Gelände westwärts ab. Nach Schuiling²⁸⁾ begannen solche Absenkungen schon nach dem Eozän. Die dadurch bedingten Reliefunterschiede sind beträchtlich. So liegt z. B. bei Albergen an der Südspitze der Uelsener Berge das Eozän 10 m A. P. (= Amsterdamer Pegel), bei Almelo 7 km westwärts — 95 m A. P., also 105 m tiefer, und bei Enschede findet sich das Tertiär bei — 3 m A. P., hingegen in Delden 15 km westwärts bei — 230 m A. P. Alles deutet darauf hin, daß auch bei dieser ostholländischen Abtreppe der Verlauf der Stufenachsen sich an die hier nach Norden ziehenden tertiären Küstenlinien anlehnt, die wiederum von Krustenbewegungen abhängig sind. Demnach wäre zu erwarten — und die in den Dammer Bergen gefundene tertiäre Verbiegung läßt das ohne weiteres zu —, daß die Abtreppe von Holland aus nach Osten allmählich ihre westliche Tendenz zugunsten einer Nordwest-Richtung aufgibt. Die Treppungsachsen würden demnach von Süd-Nord nach Südwest-Nordost und sogar, wie bei Damme, von Westsüdwest nach Ostnordost schwenken. Daß tatsächlich diese sog. Dammer Richtung im weiteren Emsgebiet vorkommt, hat jüngst Wildvang²⁹⁾ nachgewiesen. So deutet er das sog. „diluviale Vorgebirge“ bei Leer, einen aus „dem Rahmen der ostfriesischen Geest fallenden Geestvorsprung, der sich von Hesel aus in südwestlicher Richtung bis in den Mündungswinkel der Leda-Ems erstreckt und sich stellenweise bis zu 10 m über NN erhebt, als eine tektonische Aufwölbung, da sich die tertiäre Tonoberfläche in der Südost-Nordwestrichtung von — 10 m NN bis auf 0,00 m NN hebt“, und die Schichten des aquatisch, also horizontal abgelagerten Tones schräg gestellt sind. Zwar denkt Wildvang keineswegs an die Verlagerung größerer Schollen, vielmehr kann diese Aufwölbung „auch durch Aufquellen von Gips- und Salzlagerungen verursacht und für weitere Gebiete ganz ungleichmäßig zur Auswirkung gelangt sein“. Doch ist verdächtig, daß die von ihm angeführte Aufwölbung sich in der Richtung gut mit den heute noch zutage tretenden Gerippelinien des südlich anschließenden Hümmlings und seiner kapartigen Vorsprünge ins Hase- und Emsgebiet deckt. Wohl läßt sich beim Hümmling das bezeichnete Raddensystem aus glazialen Überformungen ableiten, doch ist nach Ansicht von Schucht³⁰⁾ diese Parallelrückenlandschaft schon im Präglazial ausgebildet gewesen, die nur von einer dünnen Dünen- und Grundmoränendecke überkleidet wurde. Schucht möchte dabei die

27) Tesch, *Sous-sol des Pays-Bas*, 1938.

28) Schuiling, *Nederland*, 1934, I, 533.

29) Wildvang, *Unteres Ledatal*, 1939.

30) Schucht, *Geologische Beobachtungen im Hümmling*, 1906.

Formenwelt nur auf Erosion zurückführen, doch scheinen bei der Anlage des Gewässernetzes auch tektonische Einflüsse mitgewirkt zu haben ³¹⁾.

Dagegen lassen sich die Emsbürener Tertiärhöhen und auch der Hondsrug nicht in das bisher angedeutete tektonische Liniensystem einordnen. Bei den Baccumer Höhen ließe sich noch zur Not eine Westsüdwest-Ostnordost-Richtung konstruieren, aber so lange hier keine Tiefbohrungen vorliegen, kann nichts Genaues ausgesagt werden.

Versucht man auf Grund der bisherigen Untersuchungen sich ein Bild von der geologischen Struktur des Westfälischen Tieflandes zu machen, dann kann man unter Vorbehalt folgendes sagen. In seiner gesamten Erstreckung gehört das Tiefland zum Niederdeutschen Becken, das zeitweilig im Tertiär, zumindest während des Oligozäns, ganz vom Meere bedeckt war. Gegen den holländischen Tertiärtrog wird es durch die in rheinischer Richtung streichende Westschwelle getrennt, die heute noch in den Höhen von Oldenzaal und Uelsen hervortritt. Nach Osten kann als tektonisch bemerkenswerte Grenze die Südostsüd-Nordwestnord ziehende Steinhuder-Meer-Linie angesehen werden. Sie liegt etwas östlicher als die orographische Ostgrenze des Westfälischen Tieflandes. Im Norden ist als wichtige Scheide entweder die westlich verlaufende, geophysikalisch bedeutsame Linie, die bisher von Hoya bis Wildeshausen festgelegt werden konnte, anzusetzen oder der auch nur abschnittsweise erforschte, wahrscheinlich mit einer Störung zusammenfallende Anstieg zu dem nördlichen Tertiärplateau. Im Süden bildet die Osningschwelle eine markante Grenze. Die Strukturen des so abgegrenzten Gebietes werden bestimmt durch eine Überschneidung älterer, hercynischer und jüngerer, tertiärer Störungen. Erstere halten, wenn wir nur das Tertiärgebiet im Auge behalten, durchweg eine südost-nordwestliche Richtung ein und finden sich vorwiegend im Ostland, im Oligozängebiet. Dagegen streichen die jungtertiären Verbiegungen in südnördlicher oder, was meistens der Fall ist, in südwest-nordöstlicher Richtung. Sie ließen sich bis ins Dammer Gebiet nachweisen. Bezeichnend ist für beide das fächerförmige Auseinanderstreben der Störungslinien von den im Südwesten und Südosten gelegenen Ausstrahlungspunkten.

Die Betrachtung der tektonischen Verhältnisse sollte zugleich das präglaziale Relief verständlich machen, um damit seine Bedeutung für die heutige Oberflächengestalt würdigen zu können. Drei wohl nicht mehr zu leugnende Tatsachen lassen sich aus dem Profil (Abb. 27) ohne weiteres ablesen. Erstens decken sich die heutigen Höhen und Tiefen mit denen des Präglazials weitgehend, ohne daß die Ursachen für die damalige Anordnung immer erkennbar sind. Zweitens war das Relief der prädiluvialen Oberfläche weit bewegter als heute, auch wenn man bedenkt, daß durch die Gletscher manche Vertiefung ausgeschürft und manche Höhe aufgestaucht wurde. Diese größere Reliefenergie gilt — und das ist der dritte Punkt — nur für das Westfälische Tiefland, während das nördlich anschließende Wildeshäuser Höhenland schon zu Ende des Tertiärs eine mehr oder minder flachwellige Platte war; oder übertrieben ausgedrückt: Das Westfälische Tiefland glich am Ende des Tertiärs mehr einem Berg- und Hügelland, erst an seiner Nordgrenze begann das Flachland, die Nordwestdeutsche Ebene.

Die quartären Ablagerungen. Für sie ist allein die zweite Vereisung, die Saaleverglatscherung, maßgebend. Die folgende Weichselvereisung machte sich nur in periglazialen Erscheinungen bemerkbar. Ihre Grenze lag, abgesehen von dem noch umstrittenen Warthestadium, jenseits der Elbe. Dagegen hat auch die älteste Vereisung, die

³¹⁾ Stratmann, Der Hümmling, 1929, ist zwar anderer Ansicht, aber seine Gegengründe scheinen mir bei einer großräumigen Betrachtung nicht stichhaltig zu sein.

Elstervergletscherung, unser Gebiet erreicht. So fand Wildvang³²⁾ in der Bohrung Quakenbrück unter den Ablagerungen der Saalevereisung eine Tonschicht und einen 20 m mächtigen Faulschlammkalk, der pollenanalytisch als Interglazial gedeutet werden muß. Darunter wurde in 76—80 m Tiefe ein feinsandiger Geschiebemergel mit verschiedenen kleinen Geschieben angetroffen, unterlagert von fluvioglazialen Bildungen. Beide Ablagerungen gehören der Elstervereisung an, deren Gletscher bis hierhin gereicht haben müssen. Ebenso eindeutige Belege für die erste Vergletscherung geben die von Stille und Brinckmann³³⁾ bearbeiteten Bohrungen in den Dammer Bergen. „Unmittelbar über dem älteren Gebirge folgen Sande und Kiese, die nicht selten viel Tertiärmaterial, außerdem aber auch nordische Feuersteine usw. und, was bemerkenswert erscheint, bereits die für Weserschotter bezeichnenden mittelkörnigen Buntsandsteine enthalten. Darüber folgt eine bis 50 m mächtige Bank von Geschiebemergel, die Ablagerung eines ersten Inlandeises, das nicht selten tertiäre Tone in Schollen oder Lokalmoräne aufgearbeitet hat. In eine eisfreie Zeit fallen sodann die ziemlich mächtigen Interglazialschichten, die besonders in der Gegend von Gehrde verbreitet sind . . . Eine einwandfreie Bedeckung durch einen jüngeren Geschiebemergel ließ sich nicht nachweisen: vielmehr bestehen die Ablagerungen der zweiten Eiszeit fast durchweg aus Fluvioglazial, Sanden und Kiesen, die wohl als Endmoränenschüttungen und Sanderbildungen im Zusammenhang mit der Entstehung der Dammer Endmoräne anzusehen sind. An einigen Stellen . . . folgen erneut humose Sande, . . . in denen wir Vertreter eines jüngeren Interglazials sehen möchten. Auch die Spuren einer dritten Eiszeit lassen sich noch nachweisen, allerdings nur als maximal 10 m mächtige Übersandungen der Täler und Talflanken. Die Vereisung dürfte unser Gebiet nicht mehr erreicht haben, da eigentliche glaziale Ablagerungen fehlen.“

Für das Minden-Diepholzer Gebiet stehen noch Belege aus, ja, Stoller vertritt sogar die Auffassung, daß „das Landeis der ersten Eiszeit nicht bis in diese Gegend vorgedrungen sei“³⁴⁾. Das ist aber in Anbetracht der angeführten Bohrergebnisse und der Untersuchungen von Grupe³⁵⁾ im Weserbergland nicht mehr haltbar. Letzterer glaubt sogar nachweisen zu können, daß die Elstervergletscherung noch weiter nach Süden reichte als die Saalevereisung. Auch im Emsgebiet fehlen nach Tietze³⁶⁾ bisher jegliche Belege für zwei Eiszeiten, doch gibt er im Hinblick auf die Bohrung Papenburg³⁷⁾ und die Ergebnisse von Wunstorf und Fliegel³⁸⁾ die Möglichkeit zweier Vereisungen zu und glaubt, daß die Reste der ersten Vereisung in einer Interglazialzeit so gründlich abgetragen wurden, daß nichts mehr von ihnen übrigblieb. Und zum Schluß haben geschiebekundliche Untersuchungen das Vorhandensein zweier Vereisungen für den Westen und die anschließenden holländischen Gebiete nachgewiesen.

So unterscheidet Milthers³⁹⁾ drei Perioden von Geschiebezuführen mit verschiedenen Bewegungsrichtungen: zuerst radikale Eisausbreitung von Skandinavien her und Einwandern norwegischer Geschiebe, anschließend sekundäre Eisbewegung von Osten her und Abdrängung des norwegischen Geschiebematerials bis an die englische Ostküste (baltischer Strom = Hauptvereisung für Oldenburg, Westhannover, Westfalen und Holland) und drittens erneute Geschiebezufuhr vom schwedischen Festland und Norwegen, aber nur für das Gebiet zwischen Oldenburg, der Provinz Sachsen und dem Harz. Hesemann⁴⁰⁾ hält zwar diese Ergebnisse nicht für ganz gesichert, doch kommt er ebenfalls zu der Auffassung von der Existenz zweier Ver-

32) Wildvang, Quakenbrück, 1934.

33) Stille u. Brinckmann, Untergrund des südlichen Oldenburg, 1930, 81.

34) Stoller, Grafschaften Hoya und Diepholz, 1922, 17.

35) Grupe, Tal- und Terrassenbildung, 1926.

36) Tietze, Mittleres Emsgebiet, 1912.

37) Schucht, Der Lauenburger Ton, 1908.

38) Wunstorf u. Fliegel, Geologie des Niederrhein. Tieflandes, 1910.

39) Milthers, Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe, 1934.

40) Hesemann, Geschiebeuntersuchungen, 1939.

eisungen in unserm Gebiet. Seine Untersuchungen ergaben nämlich für die Orte Hannover, Minden-Porta, Herford, Hamm, Lünen, Essen, Recklinghausen und Waltrop ein Überwiegen der südschwedischen Geschiebe. Dagegen überwog bei Langendreer-Holz (Ruhr) das ostfennoskandische Material (60 %), während das südschwedische auf 30 % absank. Münster und Emsbüren nehmen eine Mittelstellung ein: die ostfennoskandischen Geschiebe betragen etwa 38 %. Erst in der Uelsener Stauchmoräne überwiegt wieder (bei sehr wenigen nordischen Geschieben) ostfennoskandisches Material. Das gilt auch für die anschließenden Moränen von Oldenzaal und Amersfort und sogar für den Hondsrug zwischen Groningen und Emmen. Erst der nordwestlich von Leer gelegene Kieshügel von Tergast besitzt einen Geschiebesand von ausgesprochen südschwedischem Charakter.

Wenn man nun „die sonst beobachtete Vormacht an südschwedischen Geschieben als charakteristisch für die Saalevereisung und das Überwiegen der ostfennoskandischen Geschiebe als Kriterium für die Elstervereisung ansieht“, dann ist zumindest die Existenz der beiden Vergletscherungen innerhalb unseres Untersuchungsgebietes nicht zu leugnen. Denn „es ist unwahrscheinlich, daß die ostfennoskandischen Geschiebe während oder in einer Spätphase der Saaleeiszeit verfrachtet und abgesetzt sind, weil die saaleeiszeitlichen Bildungen im Hinterland (Tergast, Lüneburger Heide, Hannover) längst nicht so viele ostfennoskandische Geschiebe, sondern nur den normalen, geringen Prozentsatz (meist weniger als 10 %) enthalten. Die Häufung der ostfennoskandischen Geschiebe gerade im Randgebiet scheint vielmehr darauf hinzuweisen, daß die Elstervereisung zwischen Elbe und Rhein zumindest an vielen Stellen die äußerste Grenze des nordischen Vereisungsgebietes erreicht hat und daß die Saale-Vereisung mit dem von ihr herangeführten Geschiebematerial die vorgefundenen elstereiszeitlichen Geschiebe zwar weitgehend aufgenommen, jedoch nicht hat unkenntlich machen können“⁴¹⁾.

III. Relief und Geländeformen

a) Höhenlage und bodenplastisches Gefüge (Abb. 28).

Der hervorragendste Zug des Westfälischen Tieflandes ist der stetige Wechsel zwischen Höhen und Tiefen, Erhebungen und Niederungen. Damit steht es in deutlichem Gegensatz zu dem nördlich anschließenden Wildeshäuser Höhenland, das eine flachwellige Platte darstellt. Trotzdem sind beide Landschaften Tiefländer. Sieht man von den einzeln aufragenden Höhen ab, dann neigt sich das Westfälische Tiefland von 60 m im Südosten auf 20 m im Nordwesten. Diese **a l l g e m e i n e A b d a c h u n g** spiegelt sich am besten im Verlauf der durchgehenden 40- und 20-m-Isopyne wider. Beide ziehen von Südwesten in einem sanft geschwungenen Bogen nach Nordosten, wobei sich ihr Abstand immer mehr vergrößert und die 20-m-Linie schon bald der Nordgrenze nähert. Sie verläuft von Eibergen an der Berkel (Twente) über Hengelo, quert die Denekamper Pforte zwischen dem Uelsener und Oldenzaaler Höhenrücken, um über Nordhorn, Wietmarschen und nördlich Lingen nach Hase-lünne zu ziehen. Hier springt sie vor dem über 30 m hohen Hümmlingrand nach Westen bis Meppen zurück und biegt dann nach Norden um. Die 40-m-Isopyne setzt etwa bei Vreden an, verläuft dann südlich der Oldenzaaler Höhen über Gronau durch die Brechte, quert bei Ohne nördlich des Ochtruper Höhenrückens die Vechte und bei Salzbergen die Ems, um hart an der Nordwestgrenze des Weserberglandes über Hopsten und Neuenkirchen in ostnordöstlicher Richtung auf die Südwestecke der Dammer Berge zu streichen, deren südliche Grenze sie bis zum Nordende des Dümmers bildet. In ihrem weiteren Verlauf nach Osten verspringt sie zweimal nach Süden. So setzt sie südlich des Dümmers am Nordrande der

41) Hesemann, Geschiebeuntersuchungen, 1939, 270.

Stemmer Berge wieder an und zieht in einem leichten Bogen nach Nordosten bis zur Nordspitze der Böhre. Hier schwenkt sie wieder scharf nach Südosten um, erreicht bei Ovenstädt die Weser und zieht dann wieder nach Nordosten. Dieser Verlauf zeigt an, daß sich neben der allgemeinen nordwestlichen Abdachung im östlichen Westfälischen Tiefland auch eine nordostwärts gerichtete Neigung des Geländes durchsetzt.

Wichtiger als der Verlauf der Höhenlinien ist für das bodenplastische Gefüge eines Landstriches die Lage der sog. Geripplinien, die Richtung der Kamm- und der entsprechenden Tiefen-(Fluß)linien. Aus ihrem jeweiligen Verhältnis ergibt sich eine erste bodenplastische Gliederung des Westfälischen Tieflandes.

Die markantesten und zentralen Erhebungen sind die Fürstenauer und Dammer Berge im Bersenbrücker Land. Sie erreichen 146 bzw. 137 m und überragen ihre Umgebung um mehr als 100 m. Auffallend ist ihre Richtung. Der Hauptblock der Dammer Berge zieht von Südwesten nach Nordosten, dagegen streichen die Fürstenauer Höhen von Südosten nach Nordwesten und stehen fast senkrecht zu den Dammer Bergen. Die Symmetrie beider Erscheinungen wird dadurch vervollständigt, daß sie jeweilig einen Rückensporn nach Norden senden. So erstreckt sich ein schmaler, auf 60 m abfallender Rücken von der Hauptmasse der Dammer Berge bis Vechta (Lohner Rücken), um hier wieder ein kurzes Stück nach Nordosten umzubiegen. Die gleiche Streichrichtung hält bei den Fürstenauer Bergen der Bipper Sporn ein, der sich in die Haseniederung schiebt. Diese von den Spornen angedeutete dritte Richtung, die nördliche, hält auch die Tiefenlinie der Hase inne. Im einzelnen schwankt sie mehr oder minder um diese Richtung, durchweg wechselt Nordostnord-Strecken mit Nordwestnord-Abschnitten. Diese rheinische Richtung beherrscht auch die nördlich anschließende oldenburgische Geestplatte, durchweg fließen hier die kleinen Bäche von Nordostnord nach Südwestsüd, und in gleicher Richtung streichen auch die von ihnen eingeschlossenen, langen Flachriedel. Endlich fehlt auch nicht eine Ost-West-Linie. Ihr folgen die Vechtaer Aue und Lager Hase sowie die Hase von Quakenbrück bis Lönigen, begleitet von dem Abfall der Wildeshauser Geestplatte. So ergeben die Tiefenlinien des Bersenbrücker Landes ein einfaches T, während die Kammlinien den Umriß eines auf den Kopf gestellten Hausgiebels darstellen.

Dieser symmetrische Aufbau des Bersenbrücker Landes gilt nicht mehr, wenn man die Beschaffenheit der Nachbargebiete beachtet. So werden die Dammer Berge im Osten und Süden von Niederungen begrenzt, während die Fürstenauer Höhen nach Südosten über den Gehn mit dem Weserbergland und im Westen über die Fensterberge mit den Höhen des Emslandes in engerem Sinne verbunden sind. Beide Erscheinungen, Höhen wie Tiefen, zeigen andere Streichrichtungen, so daß sie nur im Rahmen der Nachbargebiete, des West- und Ostlandes, behandelt werden können.

Das bodenplastische Gefüge des Westlandes, das von der mittleren Ems, der mittleren Vechte und Dinkel sowie der Plantlünner Aa und der unteren Hase durchflossen wird, scheint auf den ersten Blick sehr einfach zu sein. Dem entspricht die Darstellung in den meisten Arbeiten. Ausgehend von den Talungen der Ems und Hase und ihren breiten Niederungen begnügt man sich damit, zwei sich kreuzende Richtungen für das orographische Gefüge verantwortlich zu machen. Man unterscheidet eine südnördlich verlaufende Längstalung (der Ems-Vechte), die von ostwestlich ziehenden Quertalungen geschnitten wird. Diesen beiden Richtungen sollen sich dann auch die Höhen einordnen. Beides trifft bei einer genaueren Betrachtung in dieser einfachen Form nicht zu.

Überblickt man den Verlauf der Erhebungen in einem größeren Rahmen, so fällt zunächst die Emsbürener Höhe links der Ems auf. Sie zieht von Südostsüd nach

Nordwestnord und findet ihre Fortsetzung in dem Hondsrug am Ostrande der Drente. Diese Gerippelinie hat im Westlande keine Parallele. Die Emsbürener Höhe erreicht in ihrem höchsten Punkt 68 m und trägt die Wasserscheide zwischen Ems und Vechte. Damit gliedert diese Linie das Westland in zwei Gebiete.

Im Vechtegebiet ordnen sich die Höhen zwei Richtungen ein. Der Bentheimer Rücken, der im Schloßberg 96 m erreicht, zieht fast von Westen nach Osten, ihm parallel streichen im Süden der Gildehauser Rücken und im Norden der Isterberg, ein Flachrücken, der sich nach Westen in kleinen Bodenwellen fortsetzt. Dagegen sind die Höhen an der Westgrenze durchweg Nordsüd gerichtet. So ziehen entlang der ebenfalls nach Norden fließenden Dinkel die Oldenzaaler Höhen. Ihre höchste Erhebung liegt im Norden, im 85 m hohen Tankenberg, nach Süden hin verflachen sie sich allmählich, um mit dem Eintritt in das Reichsgebiet ganz zu verschwinden. Die Uelsener Berge, die durch die Denekamper Pforte von den Oldenzaaler Höhen getrennt werden, streichen in ähnlicher Richtung. Sie erreichen im Paschberg 89 m. Bemerkenswert ist bei ihnen ein ostwestlich ziehender Sporn, die Itterbecker Höhe. Sie bildet mit dem östlich von Wilsum vorragenden Sporn eine bogenförmige Hügelkette, die dem Lauf der ebenfalls nach Westen gerichteten Vechte parallel streicht. Die Tiefenlinien des Vechtegebietes ordnen sich ebenfalls den beiden angegebenen Richtungen ein. Eine Ausnahme macht nur die Vechte selbst mit der Strecke Schüttoorf—Mündung der Dinkel. Auffällig ist der Knick nördlich von Schüttoorf. Hier biegt die Vechte aus ihrer nordwestlichen Richtung für eine kurze Strecke nach Norden um, ehe sie wieder nach Nordwesten zieht. In diesem Verlauf ähnelt sie dem Emsbüren—Hondsrug-Zug und nimmt eine Richtung auf, die sonst im Bentheimer Land selten ist.

Im Emsland im engeren Sinne hält die Tiefenlinie der Ems im allgemeinen die Nordrichtung ein, im einzelnen weicht sie davon ab. So fließt sie, von Rheine kommend, zunächst nach Nordwesten und knickt dann erst nach Norden um. Diese Biegung liegt — wir werden später noch darauf zurückkommen — etwas südlicher als die der Vechte. Eine zweite Laufänderung in Form eines Halbkreises tritt dort ein, wo die Baccumer Höhen an den Fluß heranreichen und sich im Westen in den Lohner Höhen fortsetzen. Dann fließt die Ems nach Nordwestnord, biegt nach der Einmündung der Hase eine kurze Strecke direkt nach Nordwesten um, ehe sie wieder die nördliche Richtung aufnimmt. — Ähnliche Änderungen beobachten wir an der unteren Hase. Im allgemeinen wechseln Nordwest-Abschnitte mit Südwest-Strecken. Am ausgeprägtesten ist die Nordost-Südwest-Richtung. Sie beherrscht auch das Oberflächenbild des anschließenden Hümmlings und — das sei noch hinzugefügt — der westlichen Drente. Ihr folgen die Bäche, die Radden, und die von ihnen eingerahmten Flachriedel. Radden, Riedel und die einzelnen Südwest-Abschnitte der Hase entsprechen in ihrer Streichrichtung ganz den Dammer Bergen, während die Nordwest-Strecken der Hase und die sie begleitenden Hümmlingsränder der Fürstenaauer Richtung ähneln.

Auch die Baccumer Höhen ziehen nicht direkt nach Westen. Verbindet man nämlich die drei höchsten Kuppen, die Fensterberge (71 m), den Windmühlenberg (91 m) bei Thuine mit dem Wellberg (63 m) im Westen, dann verläuft die Kammlinie von Ostnordost nach Westsüdwest. Sie nähert sich damit etwas der Dammer Richtung. Bemerkenswert ist, daß die Baccumer Höhen ebenfalls kleine Sporne ins tiefgelegene Vorland schicken. So keilt nach Norden der 43 m hohe Droper Sporn vor und gliedert das Flachland der unteren Hase in zwei Becken. Ihm gegenüber erstreckt sich nach Süden der von 58 auf 40 m abfallende Frerener Sporn. Beide Sporne setzen dort an, wo der höchste Punkt der Baccumer Höhen, der Windmühlenberg, liegt. In der Plantlünner Ebene halten die Tiefenlinien durchweg die Nordwestrichtung ein. Nur die Deper Aa fließt vom Bahnhof Settrup bis zur Mündung

in die Große Aa bei Beesten nach Südwesten. Von dort hält die Große Aa (= Plantünner Aa) die Westsüdwestrichtung parallel den Baccumer Höhen ein, ehe sie bei Wesel nach Nordwesten umbiegt

Im Westland überschneiden sich also verschiedene Richtungen. Dabei bildet der Emsbürener Rücken eine wichtige Scheide. Er trennt das eigentliche Emsland, dessen orographische Strukturen von Süden nach Norden in zunehmendem Maße denen des zentralen Nordlandes gleichen, von dem Vechtegebiet, wo bis auf die Vechte selbst die nordsüdliche und westöstliche Richtung das bodenplastische Gefüge bestimmen.

Auch im östlichen Westfälischen Tiefland, im Ostland, scheint zunächst die Fülle der Erscheinungen zu verwirren. Doch wenn man die Geripplinien heraussondert, dann ergibt sich für einen Großteil des Gebietes ein überraschend einfaches Bild. Ganz allgemein beherrschen Südwest-Nordost streichende Linien mit den sie querenden Südost-Nordwest-Richtungen das orographische Gefüge. Dammer und Fürstenauer Richtung sind unverkennbar. Nur zwei Gebiete, das Mindener Flachland und das Dümmergebiet, weichen zum Teil davon ab.

Verfolgt man nämlich im Mindener Flachland die Tiefenlinie der Bastau und ihren Steilhang sowie die einzelnen kleinen Kuppen, dann wird eine Anlehnung an die Streichrichtung der Wiehenkette deutlich: die Westnordwest-Richtung herrscht vor. Aber schon weiter nordwärts setzt sich bei den Nebenbächen der Großen Aue und des Uchter Mühlenbaches die Nordwestrichtung durch, die nach Westen allmählich über die Nordrichtung in die Nordostrichtung übergeht.

Ganz anders ist es im Dümmergebiet. Hier ziehen die Tiefenlinie der Hunte und die begleitende Niederung im allgemeinen von Norden nach Süden in auffallender Parallelität zur mittleren Hase und zum Ostabfall der Dammer Höhen und des Löhner Spornrückens. Dagegen folgt die Hunte im Süden mit einer kurzen Strecke der Wiehengebirgsrichtung, während sich das Große Moor an die Südostgrenze der Dammer Berge anschließt.

Erst im Einzugsbereich der Großen Aue, im Barenburger Land, sowie im Zuflußgebiet der Huntestrecke von Diepholz (Ossenbeck) bis Barnstorf setzt sich das schachbrettartige System der Dammer und Fürstenauer Richtung in allen Erscheinungen des bodenplastischen Gefüges durch. Vorherrschend ist die Südost-Nordwest-Richtung. Sie erscheint einmal in der Anlage des Gewässernetzes und der Langriedel der Syker und Goldenstedter Geest. Diese Platte ist darin ein prachtvolles Gegenstück zum Hümmling, nur mit umgekehrtem Vorzeichen. Selbst der Ostrand dieser Parallelrückenlandschaft wiederholt zum Wesertal hin diese Richtung. In gleicher Weise sind auch die vorgeschobenen Erhebungen des Heisterberges (89 m) bei Steyerberg und die Südhalenbecker Höhen (77 m) bei Lemke in dieses System einzuordnen. Ebenso verlaufen die Westgrenzen der in die Hunte- und Aue-Niederung vorgeschobenen Sporne der Barnstorfer Sandebene im Westen, der Sulinger Geest in der Mitte und der Liebenauer Geestplatte im Osten von Nordwesten nach Südosten. Die gleiche Richtung beobachten wir bei den zentralen Höhen, bei der Uchter Böhre, die im Knickberg 86 m erreicht, und bei dem Kellenberg, auch Hemsloher Höhen genannt. Nur im Hohen Sühn läßt sich diese Richtung nicht erkennen. Auch im Flußnetz spielt das Nordwest-Südost-Streichen eine bedeutende Rolle. Ihr folgen nicht nur manche Nebenbäche der Aue, sondern sie selbst schlägt auf der Strecke Borgstedt bei Barenburg bis Steyerberg diese Richtung ein. Ebenso fließt die Barver Aue der Hunte in fast nordwestlicher Richtung zu.

Weniger ausgeprägt ist die quer dazu streichende Dammer Richtung. Am klarsten erscheint sie noch in den Tiefenlinien der Flüsse. So fließt z. B. die Hunte von Diepholz bis Kechtern, wo die Barver Aue mündet, direkt nach Nordosten, wendet sich dann kurz nach Nordwesten, um endlich in fast nördlicher Richtung die Golden-

stedter Geest zu queren. Auch die Große Aue hält, nachdem sie das Mindener Flachland verlassen hat, bis Borgstedt die nordöstliche Richtung inne, die sie dann wieder in ihrem Unterlauf von Steyerburg bis zur Mündung aufnimmt. Ebenso sind die Ostgrenzen der Sporne durchweg nach Nordosten gerichtet, was besonders gut bei der Sulinger Geest und der Liebenauer Platte zu beobachten ist. Bei den Höhen ist diese Richtung nur andeutungsweise entwickelt, so bei der Uchter Böhre und den Stemmer Höhen. Letztere nehmen insofern eine Sonderstellung ein, als sie eine ostnordöstliche Streichrichtung besitzen.

Nach dem bodenplastischen Gefüge, das sich aus der Verfolgung der wichtigsten Geripplinien ergibt, lassen sich innerhalb des Westfälischen Tieflandes vorerst fünf Gebiete aussondern, das zentrale Bersenbrücker Land und das jeweilig in zwei Bezirke aufgliedernde Ostland und Westland. Aufgabe der weiteren Ausführungen wird es sein, dieses Gefüge zu deuten, die Formen genauer zu umreißen, wenn nötig zu ergänzen, um so eine genetisch begründete Umgrenzung der Gebiete und der von ihnen umschlossenen formenkundlichen Einheiten zu erhalten.

b) Die großen Geländeformen (Abb. 5, 8, 29, 30, 31)

Schichtrippen, Kleihügel und Mulden. Der kretazeische Untergrund macht sich in zwei Geländeformen bemerkbar: in den Schichtrippen und den Kleihügeln. Im Bentheimer Gebiet fielen die höchsten Teile des Sattels der Abtragung am frühesten zum Opfer, was die weichen Schichten des Wealden zum Vorschein brachte. Während hier die Ausräumung rasch voranschritt und eine Flachmulde entstand, wurden die aus den harten Gesteinen herauspräparierten Flankenrippen nur langsam erniedrigt und allmählich nach Süden und Norden zurückverlegt⁴²⁾. Isterberg, Bentheimer Rücken und Gildehauser Höhe sind also nichts anderes als Schichtrippen am Rande einer Schwelle, deren Kern heute morphographisch eine Mulde darstellt (Relieffumkehr). Ebenso sind die bei Losser westöstlich streichenden, niedrigen Bodenwellen als kleine Schichtrücken parallel zur Ochtruper Hebungssachse und zur Brechte-Einmuldung zu deuten.

Der 67 m hohe Isterberg ist heute nur noch ein kümmerlicher Restberg von 1 km Länge. Nach Osten wirkt er wie abgeschnitten, während er sich nach Westen als schwache Bodenwelle bis an die holländische Grenze verfolgen läßt. Die Sandsteine liegen hier nahezu horizontal, sind stark zerklüftet und bilden malerische Klippen. Die leicht wellige Wealdenplatte, die heute zum großen Teil vom Bentheimer Wald eingenommen wird, trennt den Isterberg von dem 12 km langen Bentheimer Rücken, der im Schloßberg 110 m erreicht und seine Umgebung um 60 m überragt. Westlich des Schloßberges springt die Kammlinie infolge einer Verwerfung nach Norden vor. Zugleich erniedrigt sich der Rücken, fällt nach Westen auf 45 m ab und verliert sich zuletzt in einigen Bodenwellen. Auffällig ist die steile Kante am Schloßberg, die keinerlei Spuren eines Eisschliffes zeigt, obgleich seine Wirkungen am östlichen Flügel des Bentheimer Rückens, an der Suddendorfer Höhe (Tannenkamp) prachtvoll zu erkennen sind: die flachkuppenförmige Höhe ähnelt sehr einem Rundhöcker⁴³⁾. Ein schmales, in den Tönen des oberen Valenginien und des unteren Hauterivien angelegtes Isoklinaltal scheidet den Bentheimer Rücken von dem 1,5 km südlich gelegenen Gildehauser Höhenzug. Sein Sandstein ist weicher als der

⁴²⁾ Behme, Grafschaft Bentheim, 1926, 54, bestreitet die angeführte Auffassung. Nach ihm ist der Isterberg nicht der nördliche Gegenflügel des Bentheimer Sattels. Die Sandsteinschichten sollen nicht ursprünglich zusammengehängen haben; denn es finden sich im Bentheimer Walde, der Wealdenplatte, keine Reste (Sandsteinstücke) dieses Sattels. „Vielleicht“, so meint er, „liegt nur eine Parallelbildung vor.“ Die angeführten Bedenken scheinen mir aber nicht stichhaltig zu sein.

⁴³⁾ Behme, Grafschaft Bentheim, 1926, 29, möchte für diesen Unterschied eine postglaziale Hebung, die zugleich die Abtragung verstärkte, verantwortlich machen.

Bentheimer, und daraus erklärt sich auch seine niedrigere Höhe. Das Gestein zerklüftet rasch und zertrümmert überall in kleine Bruchstücke. Östlich von Gildehaus teilt sich der Höhenzug in den Sieringhooker und Lebricher Rücken, um etwa südlich von Bentheim zu verschwinden.

So bilden die Wealdenplatte des Bentheimer Waldes und des Samerotts mit den Schichtrippen des Isterberges, Bentheimer und Gildehauser Rückens genetisch und formenkundlich eine orographische Einheit, eine elementare Formenlandschaft. Sie gehört tektonisch zur Osningschwelle, stratigraphisch zur Unterkreidezone des Westfälischen Tieflandes, während sie durch das Flußnetz die Verbindung zwischen der Westfälischen Bucht und dem nördlichen Vechte-Emsgebiet herstellt.

Mit der Brechemulde beginnt ein anderer Relieftyp. Hier hat keine Reliefumkehr stattgefunden, vielmehr wird der Muldencharakter durch die diluviale und alluviale Umgestaltung noch betont. Mit den im Südwesten hinziehenden Losser Bodenwellen, die ebenfalls als kleine Schichtrücken zu deuten sind, betreten wir eine Landschaft, die große Verwandtschaft mit den westmünsterländischen Ebenheiten besitzt. Die landschaftliche Bedeutung der kleinen Schichtrücken kommt auch darin zum Ausdruck, daß sie als Träger von Eschfluren ebenfalls kulturgeographische Ordner ersten Ranges sind. Diese Tatsachen könnten uns berechtigen, die Grenze der Westfälischen Bucht und des Westmünsterlandes an den Südfuß des Gildehauser Höhenrückens zu legen, wie es Niemeier⁴⁴⁾ getan hat. Doch lassen manche Erscheinungen (wie Stratigraphie, große Moore u. a.) eine andere Grenzziehung zu. Günstiger ist die Grenze am Losser Höhenrücken, so daß die Brechemulde und damit auch die Gronauer Niederung noch zum Westfälischen Tiefland gehören.

Im Mindener Gebiet sind zunächst die flachen Bodenwellen und Kuppen erwähnenswert. Drei Reihen lassen sich von Westen nach Osten verfolgen. Sie tragen zum Teil die Bezeichnung Kleihügel, und das deutet schon darauf hin, daß ihr Verwitterungsprodukt sich aus den anstehenden Schichten des Neokoms und Wealdens herleitet. Die einzelnen Reihen ordnen sich ganz der Richtung des präoligozänen Muldenbaus ein und verlaufen der Wiehenkette durchweg parallel.

Erst die Stemmer Berge schwenken nach Nordosten um entsprechend der sich hier bemerkbar machenden jungtertiären Treppung. Gelegen an der Südostecke der Lemförder Mulde, verdanken sie ihre Erhaltung als Reste einer einst größeren Senondecke einmal der Widerstandsfähigkeit der Schichten, zum andern der jungtertiären Heraushebung und zum dritten der Lage auf der Wasserscheide zwischen der Großen Aue und der Hunte. Nur 8 km lang, erreichen die Berge, durch zahlreiche Trockentälchen zerfranst, eine Höhe von 181 m. Die Firstlinie dieser Schichtstufe verläuft nahe der Südgrenze; die Schichtköpfe zeigen südwärts. Nach Norden dachen die Höhen allmählich ab und setzen mit einer schwach ausgebildeten Geländekante zur Dümmeriederung ab. Umrahmt wird dieser Härtling von einer Fläche, die von Dielingen über Hahlen bis nach Oppenwehe zieht. Sie besteht aus Neokomtonen und ähnelt mit ihrem flachwelligen Gelände und lehmigen Boden ganz den „Kleiplatten“ des Kernmünsterlandes. Kleifläche und Schichtrücken bilden somit eine selbständige Formengruppe, die zwar noch zum Mindener Kreidegebiet gehört, aber sich deutlich vom Mindener Flachland abhebt.

Stauchmoränen und Becken. Die tertiären Ablagerungen wurden weit mehr als die kretazeischen Schichten durch die Vergletscherung überformt und verändert. Sie tauchen heute vornehmlich in kiesig-sandigen Geesthöhen und den ihnen zugeordneten Niederungen auf (Abb. 8).

44) Niemeier, Westmünsterland, 1938, 126.

Im Anschluß an Tesch⁴⁵⁾ unterscheiden die niederländischen Geologen innerhalb ihres Glazialgebietes heute zwei Bereiche: nördlich der Linie Ijmuiden-Koelvorden die Grundmoränenplatte der Drente, südlich dieser Linie die Stauwall-Landschaft der Provinzen Overijssel, Gelderland und Utrecht. Diese Gliederung gilt auch für das Gebiet zwischen Ems und Weser. Die Grenze liegt hier in der direkten Verlängerung der genannten Linie und deckt sich ganz mit der Nordgrenze des Westfälischen Tieflandes von Meppen bis Nienburg. Hümmling, Cloppenburg-Wildeshauser Geest und Syker Platte bilden grundmoränenbedeckte, flachwellige Ebenheiten, während das Westfälische Tiefland in seinem Reliefgefüge maßgeblich durch die als Erhebungen herausragenden Stauchwälle bestimmt wird. Mit anderen Worten: der südliche ostholländische Glaziallandschaftstyp, der sich bis zur äußersten Vereisungsgrenze erstreckt und auch noch im Niederrheingebiet bis Krefeld aufwärts reicht, umzieht die Westfälische Bucht, um sich zwischen Weser und Ems als Westfälisches Tiefland in östlicher Richtung fortzusetzen.

Die als Stauchmoränen bezeichneten Höhen des Westfälischen Tieflandes sind heute durch Spezialuntersuchungen in ihren Formen zum Teil geklärt⁴⁶⁾. Alle enthalten einen älteren, meist tertiären Kern. Durch den Eisdruck wurden die oberen Lagen verschoben und in Spezialfalten gelegt, deren Sättel vielfach heute die Kuppen und Rücken bilden. Die Verbiegungen sind also nicht, wie Tietze meinte, auf ältere tektonische Vorgänge zurückzuführen, sondern Stauchungserscheinungen, entstanden bei einem plötzlichen Vorstoß des Gletschers. Durchweg werden die Moränen von präglazialen Kiesen und vor allem von häufig geschichteten Sanden bedeckt, die in mehr oder minder hohem Grade Gerölle enthalten und von Dewers⁴⁷⁾ als Kiessande bezeichnet werden. Innerhalb der Durchwurzelungszone ist stets die sonst scharf ausgeprägte Kreuzschichtung verlorengegangen: der geschichtete Kiessand hat sich in einen ungeschichteten Geröllsand verwandelt. Selten finden sich einige Fetzen von Geschiebelehm und ab und zu auch Flottlehme. Auffällig ist, daß in fast allen Stauchmoränen Blockpackungen so gut wie ganz fehlen. Ebenso sind ausgesprochene Sander fast nirgends aufzufinden, so daß von Endmoränen im üblichen Sinne, d. h. Stadien des Rückzugs mit Abschmelzvorgängen nicht gesprochen werden kann. Stauchmoränen sind vielmehr durch Vorstöße während einer Rückzugslage entstanden.

Die Stauchmoränen des Ems - V e c h t e - G e b i e t e s schließen sich nach Form, Aufbau und Lage ganz den holländischen Stuwwallen an⁴⁸⁾. Den beiden Höhenzügen in Overijssel, dem von Pliozän unterlagerten, 83 m hohen Westlichen Zug, der sich vom Lemelerberg im Norden bis zum Herikerberg im Süden verfolgen läßt, und der niedrigen, aus jüngerem Miozän aufgebauten Höhenreihe von Ham, Daarle, Wierden läuft im Osten der oostelijke stuwwal, bestehend aus den Oldenzaaler und Uelsener Höhen, parallel. Ihre in Einzelwälle aufgelösten Erhebungen enthalten eozäne und oligozäne Ablagerungen, die lebhaftige Stauchungen aufweisen. Darüber legt sich, wenn wir Tesch⁴⁹⁾ folgen, eine dünne Lage von Grundmoräne. Die von Denekamp nach Weerselo ziehende Einmündung, die Denekamper Pforte, trennt beide Rücken. Diese Pforte war nach Schuiling⁵⁰⁾ schon präglazial angelegt und liegt in der südwestlichen Fortsetzung der zwischen der Lohner und der Emsbürener Höhe eingeschalteten Engdener Niederung. Sie wurde von einem Lokal-Gletscher benutzt, der die Pforte erweiterte und das Becken von Weerselo ausschleuerte. Nur so

45) Tesch, Sous-sol des Pays-Bas, 1938.

46) Vgl. Carlé, Stauchmoränen, 1936.

47) Dewers, Geschiebedecksand, 1929.

48) Schuiling, Nederland, 1934; Tesch, Sous-sol des Pays-Bas, 1938; Oestreich, La genèse du paysage naturel, 1938; Keilhack, Mittlere Niederlande, 1915; Hol, Le relief de la Hollande, 1936.

49) Vgl. Profil bei Schuiling, Nederland, 1934, I, 531.

50) Schuiling, Nederland, 1934, I.

wird die Lage der niedrigen Stauwälle von Geesteren, Tubbergen, Albergen, Borne und Delden verständlich, in denen Schuiling mit gutem Grund westliche Vorposten des Oldenzaal-Uelsener Stauwallstadiums sieht (Abb. 30, 31).

Der Oldenzaaler Rücken, der im Tankenberg eine Höhe von 85 m erreicht, zieht sich, an der Westseite von einer schmalen Sandfläche begleitet, in südlicher Richtung bis an die Reichsgrenze südlich von Enschede. Er ist etwa 24 km lang und 3—4 km breit. Weiter südlich konnte Bentz⁵¹⁾ bei seinen Kartierungen der Meßtischblätter Alstätte und Ottenstein „endmoränenartige Bildungen“ bis Hörsteloe (3 km Nord-westnord von Ottenstein) feststellen. Sie bestehen „aus groben Kiesen und zum Teil aus Blockpackungen, die sich in einem von Norden nach Süden streichenden Zuge anordnen... Das sandige Material tritt dabei an der Oberfläche stark zurück, es sind Gerölle von Faust- bis Kopfgröße in groben Kiesen angereichert“. Neben nordischen Geschieben finden sich Gerölle südlicher Herkunft, weiße Gangquarzgerölle und Kulmydite, die wohl aus dem Gebiet der Ruhr stammen. Morphologisch treten diese Ablagerungen im Gegensatz zu den Oldenzaaler und Uelsener Höhen nicht hervor. Bemerkenswert ist aber, daß hier der Untergrund, der durchweg aus Kreide besteht, dieselben Aufpressungs- und Stauchungserscheinungen zeigt wie die Höhen bei Enschede, Ootmarsum, Oldenzaal und Uelsen. „Die Kreide ist schuppenförmig übereinander gepackt und darunter kommen glaziale Sande.“ Auf Grund eines Aufschlusses bei Alstätte, Ziegelei Beltmann, glaubt Bentz schließen zu können, daß nach der Bildung der Aufpressungszone das Eis nochmals einen Vorstoß nach Westen machte. So erklärt sich auch das Vorkommen von Grundmoräne vor und hinter dem Kieszug. „Diese Grundmoräne ist... etwas jünger als die endmoränenartige Bildung, welche durch diesen neuerlichen Eisvorstoß schon kurz nach ihrer Entstehung wieder weitgehend zerstört wurde.“ Man geht wohl nicht fehl, diesen lokalen Vorstoß mit dem schon erwähnten Vordringen eines kleinen Gletschers durch die Denekamper Pforte zu parallelisieren. Auch bei Alstätte war wahrscheinlich das präglaziale Relief so beschaffen, daß ein Vordringen des Gletschers leicht möglich war.

Die 19 km lange und im Paschberg auf 89 m ansteigende Uelsener Höhe setzt sich aus mehreren, länglichen und flachwelligen Rücken zusammen, die den jeweiligen Abschnitten Ootmarsum-Uelsen und Uelsen-Vennebrügge parallel laufen. Flache Täler, zum Teil als Trockentäler entwickelt, gliedern das Gelände. Der Kern der Höhe besteht aus eozänen und oligozänen Ablagerungen. Dann folgen älteste Diluvialschotter, die an manchen Stellen von 10—30 cm mächtigen, sandigen Kiesen oder kiesigen Sanden überlagert sind. Es fehlt hier also nach Tietze und Beyenburg⁵²⁾ vollständig die Grundmoräne. Die präglazialen Schichten sind durchweg gefaltet, gestaucht, gepreßt oder sogar überschoben. An den Höhenzug lehnt sich im Zwickel zwischen Dopheide und Itterbeck ein Sander mit kreuzgeschichteten, kiesigen Sanden an.

Der Emsbürener und der Lohner Rücken bauen sich ebenfalls aus tertiären Schichten auf, dann folgen die ältesten Diluvialschotter und glaziale Sande und Kiese mit gelegentlichen, geringmächtigen Tonbänken und lehmigen Sanden. Nach Ansicht von Beyenburg fehlt Geschiebelehm, den aber Tietze festgestellt haben will. Das Tertiär ist gefaltet, zum Teil ist es sogar aufgeschoben und von glazialen Sanden unterteuft. Die Falten-Achsen sollen nach Beyenburg die südnördliche Richtung einhalten, jedoch wird diese Aussage von Schneider und Wehrli⁵³⁾ bestritten. Der Emsbürener Rücken zeigt insofern eine Besonderheit, als im Süden ab Gehöft Theising kein Tertiär mehr ansteht, sondern die ganze Höhe aus fluvioglazialen,

51) Erl. Bl. Ottenstein, 1930, und Alstätte, 1933.

52) Beyenburg, Endmoränen und Talsande, 1934.

53) Schneider u. Wehrli, Exkursion, Decheniana, 98, 210 f.

geschichteten Mittel- und Grobsanden sowie aus Kiesen besteht. Offensichtlich setzt sich diese Höhe somit aus zwei genetisch verschiedenen Teilen zusammen. Bemerkenswert ist deshalb die Beobachtung von Wehrli, daß die Tonablagerungen sich unter einer sehr dünnen Sanddecke nach Westen fortsetzen. Man muß daraus schließen, daß die ursprüngliche Form der Emsbürener Höhen gekrümmt war und die heutige Langrückenform erst nachträglich entstanden ist. — In den Emsbürener und Lohner Höhen fehlen Blockpackungen. Dagegen ziehen sich an der Westseite kleine Sandflächen hin, die allmählich von der Talsandebene in flachen Bodenwellen zu den Rücken ansteigen. Dabei erreicht der Emsbürener Rücken 68 m, während die Lohner Höhe mit 46,3 m weit niedriger ist.

Modellartig schön erscheint bei Steide ein Moränenbogen. In einem Halbbogen umschließt hier die Erhebung, die zugleich den Esch der Altbauern trägt und der nach Süden eine kleine Sandfläche anlagert, das mit Flachmoor erfüllte Keien Veen. Man könnte darin mit Beyenburg eine kleine Rückzugstaffel sehen, wo Toteis liegengeblieben ist und nach dem Abschmelzen ein kleines Seebecken entstand. Als Reste einer ehemaligen Endmoräne deutet Beyenburg auch die kleinen Haddorfer Höhen mit ihren nach Südwesten gerichteten Sandflächen. Diese Deutungen stoßen indessen auf Schwierigkeiten; denn wenn es sich tatsächlich um echte Endmoränen d. h. Abschmelzformen mit Kies- und Sandablagerung handeln würde, dann dürfte kein alter Kern vorhanden sein. Nach einer mündlichen Mitteilung von Wehrli soll im Steider Bogen Kreide anstehen und die diluviale Decke nur von geringer Mächtigkeit sein.

Im Hase-Hunte-Gebiet bestehen die Baccumer Höhen, die im Windmühlenbergweg 91 m erreichen, nach Tietze aus einem mitteloligozänen Kern, der besonders am Südabhang erschlossen wurde. Ihn umlagern miozäne Schichten. Ihre Lagerung ist allenthalben gestört, neben einer Westnordwest-Ostsüdost orientierten Kleinfältelung beobachtet man auch verschleppte Schollen. In den aus Tertiär aufgebauten Mulden finden sich jüngere präglaziale Ablagerungen, die meistens Sande (u. a. abgerollte Quarze, wenig schwarze Lydite) mit eingeschalteten Tonbänken enthalten. Diese Sande bilden auch die der Grundmoräne unterlagernde Schicht in den Spornen. Von glazialen Bildungen nennt Tietze einzelne Fetzen von Grundmoränen, die in geringer Tiefe sogar noch Kalk aufweisen.

Auf einer Exkursion des Geographischen Instituts der Universität Münster fand ich am Nordhang der Baccumer Höhen in einer ausgeschachteten Grube (Neubau eines Hauses) an der Kreuzung des Waldweges von „Berge“ und der Straße Ramsel—Osnabrück in einer Höhe von 48,2 m das folgende Profil. Unter einem Heidebodenprofil, das einem rostfarbenen Eichenbirkenwaldprofil aufsaß, bzw. dieses abkappte, lagerten gelbliche, gut geschichtete Sande diskordant auf grobsandigen, mit Lehmfetzen durchsetzten Schichten, die deutlich gefaltet waren. Die Faltenachsen verliefen von Westen nach Osten. Die ganze Lagerung läßt sich zurückführen auf einen von Norden kommenden Vorstoß des Gletschers, durch den die vor ihm gelegenen sandig-lehmigen Ablagerungen in gefrorenem Zustande auf die tertiären Höhen aufgeschoben und gestaut wurden. Diese umgeformten Schichten wurden dann beim Rückgang des Gletschers von fluvioglazialen Sanden überdeckt. Auf sie legten sich dann im Postglazial Gehänge-Sande, d. h. feines, sandiges Material wurde durch Wasserspülung aus den höher gelegenen fluvioglazialen Sanden ausgewaschen und bewegte sich hangabwärts. In diesen wenig geschichteten, feinkörnigen Sanden bildete sich das Eichenbirkenwaldprofil aus. Tatsächlich findet man auch auf den Höhen, z. B. auf dem Windmühlenberg 68 m, zahlreiches grobkiesiges Material, das nach oben hin immer reicher wird und hier die Höhen gewissermaßen als Härtinge aufbaut.

Die 139 m hohen Fürstenauer Höhen unterscheiden sich kaum von den Baccumer Höhen. Oligozäne und miozäne Schichten bilden den Kern, überlagert von Kiesen und Sanden, Flugdecksanden und am Osthang von Flottsanden.

Aufbau und Formenwelt der auf 146 m ansteigenden Dammer Berge haben Gagel⁵⁴⁾ und Dewers⁵⁵⁾ beschrieben (Abb. 29). Bemerkenswert ist rein äußerlich der Reichtum an schroffen, steilgeböschten und unregelmäßig gestalteten Kuppen und Hügeln, die oft ohne einheitliche Richtung wirr durcheinander liegen, wenn auch bei genauerem Studium eine allgemeine Streichrichtung Südwest-Nordost nicht zu verkennen ist. Dewers deutet die Kuppen als Härtlinge, die sich vornehmlich aus Kiesen zusammensetzen, die Mulden hingegen liegen in leichter auszuräumenden Sanden. Martin⁵⁶⁾ sah in den Dammer Bergen ein Geröll-Os. Gagel⁵⁷⁾ erkannte hingegen schon 1920 seine Endmoränennatur, nur kam nach ihm der Gletscher aus Südosten, der Dümmer wurde als ausgedrückter Lobensee angesehen. Dewers⁵⁸⁾ widerlegte einwandfrei die letzte Ansicht; nach ihm kam das Eis von Norden, die Dammer Berge bilden eine Stauchmoräne mit einem alten Kern. Woldstedt⁵⁹⁾ u. a. haben sich dieser Auffassung angeschlossen. Die Abtragung seit der Saaleeiszeit schätzt Dewers auf 10—12 m. Bei ihr spielte der Wind eine große Rolle, von seiner Tätigkeit zeugen noch die vielen Windkanter, die man in den Steinsohlen der Dammer Berge findet. Durch ihn und die abspülende Tätigkeit des Regenwassers entstand die leicht gewellte Schuttlfläche am Nordwesthang der Dammer Berge, die Gagel seinerzeit als Sander gedeutet hatte (Holdorfer Geest).

Über den Hohen Sühn liegt nur eine kurze Darstellung von Stoller⁶⁰⁾ vor. Er überragt mit 56 m die umgebende Niederung um 25—30 m. Ein Profil in einer Ziegelei am Dauberg zeigte folgende Schichtenfolge:

8. Dünensande 0,5—1 m mächtig,
7. Geschiebesande 1 m mächtig,
6. Geschiebemergel 1,5—2,5 m mächtig, Saale-Eiszeit,
5. Sand, fein bis mittelkörnig, geröllfrei, Glaukonit,
4. geröllführende Kieslage, gut gerundet, Milchquarze, Kieselschiefer, Lydite, Grauwacken, Buntsandsteine, Porphyre, Feuersteine,
3. Sand, etwas tonig, grob- bis feinkörnig, glaukonitführend,
2. Ton, rostgelb, eisenschüssig, Verwitterungsschicht,
1. Ton, hellblau, plastisch, steil gestellt, Mitteloligozän.

3 und 4 werden als ältestes Diluvial gedeutet und sollen der ersten Vereisung entsprechen, die aber nach Stoller nicht das Gebiet erreicht haben soll. Er sieht in ihnen Ablagerungen einer Urweser, die die Diepholzer Gegend berührt haben soll (Flachufer). 5 wird als fluviatile Ablagerung eines Interglazials angesprochen. Geschiebemergel und Geschiebesand entsprechen der Saale-Eiszeit. Über die Stauchmoränennatur sagt Stoller nichts, er sieht in der Hohen Sühn-Platte eine von dem Diluvialplateau von Lohne und Vechta abgetrennte Insel. Tatsächlich fehlt ihm die typische Form eines Stauwalles, er bildet nämlich eine flache Kuppe, die nach Westen steil, nach Osten allmählich abfällt. Zudem ist der Sühn weitgehend mit Grundmoräne bedeckt, die zu Geschiebesand umgebildet wurde.

54) Gagel, Dammer Berge, 1920.

55) Dewers, Dümmer See, 1928.

56) Martin, Das Haupteis, 1894.

57) Gagel, Dammer Berge, 1920.

58) Dewers, Dümmer See, 1928.

59) Woldstedt, Endmoränenzug, 1928.

60) Stoller, Grafschaften Hoya und Diepholz, 1922.

Dagegen sind im Einzugsgebiet der Großen Aue die Kellenberghöhen oder Hemsloher Berge zweifellos Stauchmoränen. Mit einem nach Nordosten offenen Bogen ziehen sie von Dönsel bis Wagenfeld-Bockel, erreichen im Kellenberg eine Höhe von 77 m und überragen ihre Umgebung um 40 m. Unweit der Rehdecker Ziegelei fand Lohmeyer⁶¹⁾ im Eisenbahnabschnitt die oberen Schichten stark gefaltet, und er schließt daraus „auf Stauchung des Untergrundes durch die von Osten herandrängende Eismauer“. Daß ebenfalls Tertiär den Untergrund und Kern bildet, ergibt sich aus dem bei Hemsloh in 60 m Tiefe erbohrten Braunkohlensand⁶²⁾. Dem Charakter als Stauwall⁶³⁾ entspricht es auch, daß die Höhen aus mehreren parallel laufenden, wallartigen Erhebungen bestehen. Sie biegen bei Dönsel nach Westen um und verflachen allmählich. Auch wird auf der Karte von Woldstedt⁶⁴⁾ eine im Süden vorgelagerte Sanderfläche verzeichnet. Im Gegensatz zum Hohen Sühn, der wohl mehr als Sporn zu deuten ist, tragen die Kellenberghöhen kaum Geschiebelehm. Ihre Gipfel setzen sich vorwiegend aus Kiesen und Sanden zusammen.

Die Verbindung mit dem Hohen Sühn stellen flache Hügel her, die sich nur wenige Meter aus dem Talsandniveau erheben, zwei davon liegen zwischen St. Hülfe (42 m) und Jakobi-Drepper, einer südöstlich von Spreckel und einer östlich von Heede. Sie bauen sich aus Geschiebelehm und Schmelzwassersanden auf⁶⁵⁾.

In der Uchter Böhre herrschen oberflächlich Sande, Kiese und Schotter vor. Bei letzterem überwiegt Wesermaterial. Feuersteine sind selten. Grundmoräne hat man nur in kleinen Fetzen im Nordteil bei Kuppendorf gefunden. Hier, im 86 m hohen Knickberg, liegt auch der tertiäre Kern. Die langgestreckten, Südost-Nordwest ziehenden, wallartigen Rücken deuten auf einen Stau des Eises von Nordosten her.

Zwischen dem Kellenberg und der Böhre verzeichnet Woldstedt⁶⁶⁾ noch eine kleine Endmoränenbildung bei Ströhen. Über sie liegen keine genaueren Angaben vor. Ebenso wenig sind die im Wesergebiet gelegenen Endmoränen, die Heisterberge bei Steyerberg, die sehr niedrigen Höhen von Harrienstedt über Jenhorst nach Hösen (Jenhorster Bodenwellen) und die von Ilvese nach Loocum ziehenden Erhebungen erforscht.

Jenseits der Weser sind die Loocumer Höhen durchschnittlich 55–60 m hoch und überragen ihre Umgebung um 20–25 m. Von Ilvese, wo die Höhen unmittelbar zur Weser hin abbrechen, ziehen sie zunächst nach Südosten, um dann nach Ostnordost umzuschwenken. Beim Silberberg (58 m) senken sie sich allmählich zur Meerbachniederung (36 m). Jenseits des Tales setzt dann bei der Düsseldorf der Mardorfer Höhenrücken an (55–58 m). In diesem Höhenzug erkannte Spethmann schon 1908⁶⁷⁾ eine Endmoräne und bezeichnete ihn innerhalb des Schneereiner Endmoränenbogens als Mardorfer Vorstapel. Es handelt sich dabei um regelrechte Endmoränenschüttungen. Präglaziale Kerne fehlen. Die Verbindung zur Uchter Böhre sollen nach Woldstedt⁶⁸⁾ die flachen Jenhorster Bodenwellen herstellen, die ihre Umgebung nur wenig überragen. Dagegen scheinen die Heisterberge in ihrer Lage an einen präglazialen Kern gebunden zu sein. Stoller konnte sogar anstehende Kreide nachweisen. Oberflächlich sind sie von Kiessanden bedeckt, in denen häufig Windkanter vorkommen. Ihre Fortsetzung finden sie östlich der Weser in der Husumer Nachstapel, die ebenfalls zum Schneereiner Stadium gehört.

61) Lohmeyer, Der Dümmer, 1925.

62) Vgl. auch Dienemann, Durchbruchstal der Hunte, 1937.

63) Dewers, Die Kellenberg-Endmoräne, 1926.

64) Woldstedt, Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes, 1935.

65) Dienemann, Durchbruchstal der Hunte, 1937.

66) Woldstedt, Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes, 1935.

67) Spethmann, Mittlere Weser, 1908.

68) Woldstedt, Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes, 1935.

Die bisher beschriebenen Höhen hat Woldstedt 1926⁶⁹⁾ als Endmoränen eines einheitlichen Stadiums der Saale-Eiszeit gedeutet, dem er nach dem zentralgelegenen Ort den Namen Rehburger Stadium gab. Damals glaubte er diesen Endmoränenzug von Lingen, eventuell von Uelsen, im Westen bis zum Fläming im Osten verfolgen zu können. Dieses einfache Bild hat er in einer neueren Darstellung wesentlich verfeinert (Abb. 30)⁷⁰⁾. Danach sind während des Rehburgstadiums zwei große Gletscher mit verschiedener Bewegungsrichtung zu trennen. Von Nordosten schob sich von der Elbe her der sog. osthannoversche Gletscher, dessen Ablagerungen heute von denen des Warthe-Vorstoßes zum größten Teil verdeckt sind, bis in das Gebiet der oberen Aller vor. Im Hermannsburger Bezirk (Falkenberg 150 m) zwischen Böhme und Örtze berührte er sich dann mit dem sog. Nordseegletscher. Ihm sind die Falkenberg-Endmoränen zuzuordnen, die als Fortsetzung des Rehburger Moränenbogens zu gelten haben. Der Nordseegletscher ist auch für unser Gebiet entscheidend. Von der Nordsee, zwischen Ems und Elbe, rückten seine Eismassen nach Süden vor, wobei sie fächerförmig nach Südosten und Südwesten ausbogen. Die Symmetrieachse des Gletschers verläuft dabei von Norden nach Süden und trifft genau auf die Haseforte zwischen den Dammer Bergen und Fürstenaue Höhen. Es wiederholt sich also in der Lagerung einer für das Relief hochbedeutsamen Erscheinung jene Symmetrie, die wir immer wieder für das Westfälische Tiefland und darüber hinaus für die ganze nördlich anschließende Wildeshauser Geestplatte zwischen Ems und Weser als charakteristisches Ordnungsprinzip herausstellen konnten. An Zufall ist dabei schlecht zu denken. Vielmehr scheint dem eine vor-saale-eiszeitliche Oberflächengestalt zugrunde zu liegen etwa in der Art, daß bei einer allgemeinen Abdachung nach Norden die höchsten Partien zentral entlang der Symmetrieachse gelagert waren und nach Westen und Osten sich niedrigere Landstriche anschlossen. Das würde auch ganz dem durch die treppenförmige Absenkung nach Nordwesten und Nordosten entstandenen, prädiluvialen Relief entsprechen.

Wie dem auch sei, die Lage des Nordseegletschers und der von ihm ausgehenden, zeitweilig vorstoßenden einzelnen Gletscherzungen erklären uns manche Züge des heutigen Reliefs. Zunächst lassen sich von Westen nach Osten, zwischen Ems und Weser, sieben Zungenbecken aussondern, die als weite Niederungen in Erscheinung treten. Östlich der Ems umrahmen der Löhner Rücken, die Baccumer Höhe und der Droper Sporn die Lingener oder Brögberner Niederung. Daran schließt sich die ebenso kleine Wettruper Niederung. Der Bippener Sporn trennt sie von der großen Quakenbrücker Niederung. Diese wird in prachtvoller Weise von den Fürstenaue und Dammer Bergen umrahmt. Weiter nach Osten folgt eine kleine, von der Hohen Sühn, den Hilfer Bodenwellen und dem Kellenberg umrahmte sog. Barnstorfer Niederung, dem sich im Osten die Barenburger Niederung anreihet, dessen Grenzen durch die Kellenberg-Höhen, die Ströhener Flachbodenwellen und den nördlichen Sporn der Uchter Böhre vorgezeichnet sind. Und zuletzt kommt die Liebenauer Niederung, umgrenzt von der Böhre, den Jenhorster Bodenwellen und den Loccumer Höhen.

Die Deutung der Niederungen nördlich der Rehburger Stauchmoränen als Zungenbecken macht auch manches in der Gestaltung der umgrenzenden Höhen verständlich. Bei allen liegt nämlich der niedrigste Punkt genau am Gletscherende, am Gletschertor. Hier haben die austretenden Schmelzwässer entweder eine schon vorhandene Pforte benutzt, erweitert und vertieft, oder sie haben sie erst ausgewaschen und geformt. Durch solche Pforten ergossen sich die Wasser in das von Osten nach Westen ziehende Urstromtal⁷¹⁾. Teilweise traten bei einem erneuten Vorstoß die Gletscher durch sie

⁶⁹⁾ Woldstedt, Endmoränenzug, 1928.

⁷⁰⁾ Woldstedt, Lüneburger Heide, 1939; Vorstoß- und Rückzugsformen, 1938.

⁷¹⁾ Dewers, Dümmer See, 1928.

hindurch und schürften dann das Vorland aus. Das scheint z. B. bei der Plantlünner Sandebene, der Bramscher Ebene und der Diepholzer Niederung (Dümmer) der Fall gewesen zu sein.

Auch die nach Norden vorragenden Sporne lassen sich nach Aufbau und Form ungezwungen mit den Zungenbecken in Verbindung bringen. Sie sind zunächst Reste der vor dem Lobenvorstoß bestehenden Landoberfläche und enthalten deswegen auch durchweg präglaziales Material, das von Grundmoräne überzogen wurde. Ihre heutige Form erhielten sie dann bei einem erneuten Vorstoß, die Keilform ergibt sich als aufgesparter Zwickel zwischen zwei Loben.

Lassen sich so die Stauchmoränen zwischen Weser und Ems ohne viel Bedenken mit dem Nordseegletscher des Rehburger Stadiums in Verbindung bringen, so liegen die Verhältnisse im Vechtegebiet weit schwieriger. Vergleicht man dieses und das anschließende holländische Gebiet mit der südöstlichen Lüneburger Heide, deren Endmoränen Woldstedt⁷²⁾ eingehend beschrieben hat, dann springt zunächst wieder die eigenartige Symmetrie ins Auge. Man könnte deshalb vermuten, daß hier wie dort einzelne Staffeln des gleichen Stadiums vorlägen. Der Abstand zwischen ihnen ist zwar im holländisch-westfälischen Grenzgebiet größer als in der südöstlichen Lüneburger Heide, aber das könnte aus dem rascher vor sich gehenden Abschmelzen infolge des atlantischen Klimas erklärt werden. Für den Osten besteht diese Auffassung sicherlich zu Recht. Von den drei Staffeln des Scheerener Endmoränenbogens läßt sich die südliche, die Mardorfer Staffel, ohne weiteres über die Loccumer Höhen und die Harriestedter Bodenwellen mit der Stauchmoräne von Uchte verbinden. Daß hier das Eis zeitweilig weit nach Süden vorstoßen konnte, ergibt sich wohl aus der schon vorhandenen, breiten Wesertalung. Die nördliche Husumer Nachstaffel findet hingegen ihre Fortsetzung in dem Heisterberg, während für den Schneerener Hauptbogen westlich der Weser keine entsprechende Form zu finden ist.

Im Westen begegnet diese allgemeine Deutung einigen Schwierigkeiten; denn wir müssen hier auch Lage und Beziehung der Staumoränen zu den in der Westfälischen Bucht, am Niederrhein und in den östlichen Niederlanden gelegenen Moränen, Kieskuppen und Sandrücken im Auge behalten. Im allgemeinen unterscheidet man innerhalb der Saaleeiszeit drei Stadien: das Amersfoorter, das Osning- und das Rehburger Stadium. Wegner⁷³⁾ schob noch zwischen das Amersfoorter und das Osningstadium das Münstersche Stadium ein. Ihm schließt sich auch Beyenburg⁷⁴⁾ an. Beide sehen in der Emsbürener und Lohner Höhe die Fortsetzung des Münsterschen Bogens, zu dem Wegner dann auch noch die Höhe bei Wesuwe rechnet. Damit wären alle Vechte-Moränen sowie die weiter westlich anschließenden ostniederländischen Stauchmoränen mit Einschluß des Hondsrugs⁷⁵⁾ nicht dem Rehburgstadium zuzurechnen, sondern sogar noch älter als das Münstersche Stadium. Daraus folgert zwangsläufig, daß im Emsgebiet das Münstersche, das Osning- und das Rehburger Stadium konvergieren. Mit anderen Worten: der Abschmelzprozeß hat zunächst den Südwesten, die östlichen Niederlande, ergriffen, dann die Westfälische Bucht und zuletzt das Weserbergland und das südliche Westfälische Tiefland, während im Vechtegebiet vom Münsterschen Stadium an über das Osningstadium bis zum Rehburger Stadium das Eis dauernd liegengeblieben ist. Dementsprechend treffen sich hier auch die von Südosten bzw. Osten kommenden Urstromtäler. Dabei würde das der Münsterschen

⁷²⁾ Wolstedt, Lüneburger Heide, 1939.

⁷³⁾ Wegner, Geologie von Westfalen, 1913.

⁷⁴⁾ Beyenburg, Endmoränen und Talsande, 1933.

⁷⁵⁾ Nach Schüling, Nederland, 1934, ist der Hondsrug wahrscheinlich ein Stauchwall aus fluviatilem Praeglazial, der durch den Eisstrom aus Nordosten emporgedrückt wurde. Darauf deutet nur die Höhenlage des „Keilleem“ hin, während eine Aufrichtung und Steilstellung der Schichten nicht beobachtet wurde. Der Steilrand nach Osten erklärt sich aus jüngerer Seitenerosion. Die gleichgerichteten, nach Westen anschließenden Bodenwellen werden auf die Wirkung von Schmelzwässern zurückgeführt.

Endmoräne entsprechende „Steuer-Urstromtal“ im Südosten, in der Merfelder Niederung, beginnen und einerseits über Stadtlohn und Ameloe berkeleabwärts und über Rijssen reggeabwärts der unteren Vechte zustreben — wenn man die Uelsener und Oldenzaaler Höhen als Vorstoßstufen der Münsterschen Endmoräne auffaßt —, andererseits über Ahaus in die Dinkel bzw. über Nienburg-Langenhorst in die Vechte einbiegen oder sogar noch weiter nordwärts bis Wesuwe der Niederung des Bour-tanger Moors folgen. Dem folgenden Osningstadium würde dann das Ems-Urstromtal vorgelagert sein, das anfänglich von Südosten nach Nordwesten ziehen würde, um in die Vechte einzuschwenken. Hier würde auch die westliche Fortsetzung des dem Rehburger Stadium entsprechenden Weser-Urstromtals enden, das etwa von Minden nördlich des Wiehengebirges durch die Lücken nördlich bzw. südlich des Gehns entlang der Plantlünner Aa von Osten nach Westen gerichtet sein würde (Abb. 31a).

Gegen diese Auffassung, so bestechend sie auf den ersten Blick erscheinen mag, liegen aber einige Bedenken vor. So ist die Münstersche Endmoräne zumindest in der Westfälischen Bucht nicht vorhanden. Nach allem, was die neuere Forschung über diesen Kiesrücken vorgebracht hat, handelt es sich um einen Wallberg, um ein Os. Damit würde nicht nur die Einordnung der Emsbürener und Lohner Höhe, sondern das ganze Stadium hinfällig. Ebenso unhaltbar ist die nördliche Fortsetzung zu dem Wesuwer Rücken, was ja eine Überschneidung des älteren Münsterschen und des jüngeren Rehburger Stadiums bedeuten würde. Das Münstersche Stadium muß deshalb wohl ganz aufgegeben werden. Aber auch das Osningstadium ist als solches nicht eindeutig bestimmt. Unklar ist vor allem seine westliche und östliche Fortsetzung und das Verhältnis zu dem Herforder Endmoränenbogen. Und drittens ist die Richtung des Gletschers beim Vorstoßen und die damit verbundene Lage der einzelnen Zungenbecken nicht befriedigend geklärt.

Im allgemeinen nimmt man an, daß der Nachschub des Eises aus Nordosten kam, und zwar sowohl beim Heranrücken wie beim Zurückweichen. Diese Auffassung gilt aber nur für die holländischen Gebiete. Dagegen ist, wie Woldstedt⁷⁶⁾ ausgeführt hat, im Gebiet zwischen Ems und Weser infolge der Lage des von ihm genauer umrissenen Nordseegletschers ein allmähliches Abdrehen von Nordosten über Norden nach Nordwesten anzunehmen⁷⁷⁾. Darüber hinaus ist jedoch der lokale Vorstoß der einzelnen Gletscherloben weitgehend abhängig von dem vorgefundenen Relief, das das Eis zwar überformen aber nicht grundsätzlich ändern konnte. So hat schon Keilhack⁷⁸⁾ angenommen, daß der Gletscher in die Westfälische Bucht nicht von Norden, sondern von Nordwesten her eingedrungen sei. Dem entspricht u. a. sehr gut die Lage des Osers und des von ihm benutzten Spaltenganges. Ebenso ist nach Burre⁷⁹⁾ im Ravensberger Land die Anordnung der Herforder Kiesrücken nur aus dem fächerförmigen Nachschieben des Gletschereises, das durch die Portalücke gespeist wurde, zu erklären.

Dieses Abweichen von der allgemeinen Richtung des Großgletschers gilt auch für die lokalen Vorstoßgletscher, denen die Stauchmoränen des Vechtegebietes und der östlichen Niederlande ihre Entstehung verdanken. Wie schon ausgeführt wurde, herrschen im präglazialen Relief der östlichen Niederlande nordsüd streichende Strukturen vor. Die zwischen den Höhen liegenden flachen Senken bildeten die Wege für die lokalen Gletscher, die nach vorne und nach den Seiten drückten und aufpreßten. Es entstanden Zungenbecken, die an den Seiten, wo schon präglaziale Höhen vorhanden waren, von ansehnlichen Stauchmoränen begleitet wurden, wäh-

⁷⁶⁾ Woldstedt, Endmoränen südl. Lüneburger Heide, 1939.

⁷⁷⁾ Mit der Gletscherrichtung will man auch die Oberflächenformen des Hümlings und der Syker Geest in Verbindung bringen. Doch kann auf diese Frage hier nicht näher eingegangen werden.

⁷⁸⁾ Keilhack, Erl. Bl. Senne, 1918.

⁷⁹⁾ Burre, Erl. Bl. Herford, 1926.

rend zum Gletscherende hin nur kleinere Kuppen und Rücken aufgepreßt wurden, durch die das Abschmelzwasser ungehindert nach Süden abfließen konnte. Der Charakter der präglazialen Längssenken und Talungen konnte also auch nicht durch die glaziale Überformung vollständig verschwinden. Nur so erklärt es sich, daß die von Norden nach Süden bzw. Nordwestnord nach Südostsüd streichenden Stauchmoränen oft in zwei Wälle gegliedert sind, da die Aufstauchung von zwei Seiten erfolgte. Bildlich gesehen, gleichen die von der Utrechter Höhe bis zur Ems zu verfolgenden Stauchmoränen vier Hufeisen, die eng aneinandergelegt sind. Dementsprechend sind auch vier große Zungenbecken zu unterscheiden: 1. die Geldersche Vallei, 2. die Ijssel-Talung (Geldersche Ijssel-Vallei), 3. die Almeloer Niederung (Twente) und 4. das Becken der Dinkel und Vechte (Nordhorner Niederung). Dabei läßt sich die Almeloer Niederung noch in drei kleinere Teilbecken auflösen: in das Regge- und Vriezenner Becken im Norden, in die kleine Gletscher von der mittleren Vechteniederung vorstießen, und das Weerseloer Becken, in das durch die Pforte von Dennekamp ein Teilgletscher aus dem Dinkel-Vechte-Becken nach Westen sich vordrückte. Das Vechtebecken besitzt nach Süden keinen durch End- oder Stauchmoränen charakterisierten Abschluß, doch scheint ein lokaler Gletscher um die Bentheimer Höhen über Gronau entlang der Dinkel vorgestoßen zu sein. Darauf deuten einmal die tiefgelegten Flachmulden des Gildehauser und des Amts-Venns hin und zum andern die bei Alstätte nachgewiesenen „endmoränenartigen“ Bildungen. Auch vechteaufwärts mag längere Zeit ein schmaler Lobus bis zum Steider Bogen und zu den Haddorfer Höhen gelegen und vielleicht in Verbindung mit den Osning-Gletschern gestanden haben.

Damit kommen wir zurück auf das erste Problem, auf die Frage der Altersstellung der einzelnen Loben und der zu ihnen gehörigen End- bzw. Stauchmoränen. Sie ergibt sich zunächst aus folgender Beobachtung. Nach Beyenburg liegen die schmalen Sanderflächen stets an der West- und der Südwestseite der einzelnen Stauchmoränen. Sie können nur abgelagert worden sein, als das jeweilig westlich anschließende Zungenbecken eisfrei war. Folglich wurden — und das entspricht ganz der Vorstellung von dem bisherigen Rückgang des Eises — die einzelnen Zungenbecken nacheinander vom Eis verlassen. Am spätesten verlor das Vechtebecken seinen Gletscher. Seine Stellung zu den nunmehr ausgesonderten drei Stadien ergibt sich vielleicht aus folgender Überlegung.

Nach Woldstedt⁸⁰⁾ muß man zwei Arten von Stadien unterscheiden: die Rückzugsfronten, bei denen nur Abschmelzformen (Kiesrücken usw.) entstehen und die durch Kames- und ausgedehnte Sanderbildungen sich auszeichnen, und die Vorstoßstadien, bei denen sich zwar der Gletscher im allgemeinen in einer Rückzugslage befindet, aber doch gelegentlich in einzelnen Loben vorstößt. Ihm entsprechen Stauchmoränen, dagegen fehlen die oben genannten Abschmelzformen.

Das Amersfoorter Stadium ist nun zweifellos in seinem südwestlichen Abschnitt von Krefeld bis zur Zuidersee ein ausgesprochenes Vorstoßstadium. Dagegen erscheint das Osningstadium als Rückzugsfront. Ihm entspricht im Osten der Herforder Endmoränenbogen mit seinen kiesig-sandigen Ablagerungen. Und ebenso sind im Westen die Aufschüttungen von Steide und Haddorf sowie die „endmoränenartigen“ Bildungen am Süden des Oldenzaaler Rückens als Abschmelzform zu deuten, wie überhaupt die ganze Westfälische Bucht in ihren kiesigsandigen Ablagerungen nur solche Formen kennt (Oser, Kames usw.). Doch macht sich hier, wie Bentz ausführt, ein nachträglicher, wenn auch nicht weitgehender und ziemlich unwirksamer Vorstoß eines lokalen Gletschers bemerkbar. Solche nicht sehr bedeutungsvollen Vorstöße haben wir auch, wie schon wiederholt angedeutet, im Almeloer Becken festgestellt, und

⁸⁰⁾ Woldstedt, Vorstoß- und Rückzugsfronten, 1938.

zwar durch die Denekamper Pforte und von der unteren Vechte her. Auf Grund dieser Feststellungen halte ich es nicht für verfehlt, das Osningstadium, das weitgehend in seiner Lage durch topographische Verhältnisse beeinflusst wurde, nach Osten und Westen weiterzuführen. Seine Randlage läßt sich etwa durch die Orte Herford, Natrup, Lienen, Riesenbeck, Haddorf, Gronau, Alstätte, Delden, Rijssen und Giethmen (Lemelerberg) angeben.

Dann erst folgt ein rascher Rückgang auf das weiter nördlich gelegene Rehburger Stadium. Dieses ist ein ausgesprochenes „Vorstoßstadium“, von dem gelegentlich einzelne Gletscherloben weit nach Süden reichten. So erkläre ich mir z. B. die Ausbildung des Emsbürener Rückens durch einen nachträglichen Vorstoß des Eises in das Vechtebecken hinein. Der ursprünglich gekrümmte Bogen wurde an seinem Südenende überfahren und damit die Verbindung nach den Uelsener Höhen aufgehoben: dafür entstand durch das Anlagern der fluvioglazialen Sande und Kiese am Südenende die langgestreckte Rückenform der Emsbürener Höhen. Damit wäre dieser Höhenzug jünger als das Osningstadium und als Vorstoßstapel des Rehburger Stadiums zu werten. Ebenso rechne ich die Uelsener und Oldenzaaler Höhen sowie den Itterbecker Bogen noch zum Rehburg-Stadium. Die Form des letzteren, darauf hat schon Tietze hingewiesen, leitet sich am bequemsten aus einem von Norden vorstoßenden Eislobus ab.

Die eingehende Darstellung der End- und Stauchmoränen und der mit ihnen verbundenen Probleme bezweckte dreierlei. Erstens sollte sie uns mit zwei wichtigen Relieftypen des Westfälischen Tieflandes, den Stauchmoränen und den mit ihnen eng zusammengehörigen Zungenbecken, bekannt machen. Zum zweiten sollten die bisher behandelten glazialen Erscheinungen Westfalens in einem Überblick zusammengefaßt werden, um damit drittens die Stellung der einzelnen glazial überformten Großlandschaften innerhalb des Niederdeutschen Altmoränenlandes klarer zu kennzeichnen. In dieser Hinsicht ist zunächst für die Einordnung des Westfälischen Tieflandes entscheidend der Gegensatz zu den südlich und nördlich anschließenden Gebieten. In diesen herrschen Abschmelzformen entsprechend der Rückzugsfront des Osningstadiums im Süden (Westfälische Bucht und Weserbergland) und einem bisher noch nicht näher umrissenen, jüngeren Rückzugsstadium im Norden, das für die Formung der Wildeshauser Geestplatte und der hier vereinzelt nachgewiesenen Kiessandrücken maßgebend ist. Dagegen ist für das Westfälische Tiefland das Vorstoßstadium von Rehburg entscheidend, und ihm verdankt es sein heutiges Relief. Damit ordnet sich diese Glaziallandschaft in jene Landschaftsregion ein, die von Ostholland (Stauwall-Landschaft des Amersfoorter Stadiums) bis zur östlichen Lüneburger Heide (Stauchmoräne der Falkenberger Höhen) reicht und hier durch die jüngere, auch als Stauwall-Landschaft entwickelte Formenwelt des Warthestadiums abgeschnitten wird. Die Sonderstellung des Westfälischen Tieflandes innerhalb dieser Region leitet sich aus der Tatsache ab, daß seine Stauchmoränen in einfacher Form entwickelt sind. Ihnen fehlen die Vor- und Nachstapeln und die hufeisenförmige Anordnung der Stauchwälle, wie sie im niederländischen und lüneburgischen Gebiet in so prachtvoller Weise ausgebildet wurden. Nur in seinen peripheren östlichen und westlichen Landschaften zeigen sich solche Erscheinungen: im Wesergebiet bei den Heisterbergen (Husumer Nachstapel) und dem Börde-Loaccum-Bogen (Mardorfer Vorstapel) und im Vechtegebiet bei den Oldenzaaler, Uelsener und Emsbürener Höhen. Hier ist die glazial bedeutsame Grenze gegenüber dem Amersfoorter Stadium mit der von uns angenommenen Osningrandlage anzusetzen.

c) Die jungen Deckschichten und ihre Formen (Abb. 5, 8, 9)

Sandplatten und Sandniederungen. Stauchmoränen und Zungenbecken werden in den geologischen Spezialaufnahmen allgemein als Höhendiluvium und Taldiluvium ausgedeutet. Zum Höhendiluvium gehören außer den Kiessandhöhen noch die sandig-lehmigen Platten. Diese bestehen vornehmlich aus Grundmoräne, die hier wie überall im Altmoränengebiet weitgehend entkalkt ist. Der einstige Geschiebemergel hat sich zu einem oft sehr sandigen Geschiebelehm umgewandelt. Die Mächtigkeit dieser Schicht schwankt zwischen einigen Dezimetern und mehreren Metern. Die Grundmoräne tritt meistens nicht direkt zutage, sondern ist von einer Sanddecke wechselnder Mächtigkeit überlagert. Dieser meist geschiebereiche, häufig kiesige Sand ist bisweilen schwach lehmig. Vielfach ist er in den oberen Partien schichtungslos, auch hat er häufig ein Steinpflaster, in dem zahlreiche Windkanter vorkommen⁸¹⁾. Kiesanreicherung und Steinpflaster entstanden durch Windausblasung während einer vegetationsarmen Zeit und durch Aus- und Abspülung. Der sog. Geschiebedecksand kann nach Dewers aus sehr verschiedenen Ablagerungen hervorgegangen sein. Am häufigsten bildete er sich unter der Einwirkung eines humiden Klimas aus Geschiebelehm und Geschiebesand (Nach- und Vorschüttssande).

Sandplatten kommen vor allem im Osten des Westfälischen Tieflandes vor: so im Mindener Flachland und nördlich der Aue als Ausläufer der Syker Geest. Im Mindener Flachland handelt es sich um eine ziemlich geschlossene Platte, die sich nach Norden, in der Diepenauer und Rhadener Geest, infolge der jungen Flußerosion in langgezogene Flachrücken auflöst. Das ergibt eine eigenartige Landformung in trockene, sandig-lehmige Bodenwellen und flache, feuchte Talsandstreifen und Wiesenmulden. Das gleiche Bild bieten im Norden die Barnstorfer und die Sulinger Geest. — Im Westen, im Ems- und Vechtegebiet, beschränkt sich die Grundmoräne auf verstreute Inseln und niedrige Sporne entlang den Stauchmoränen. Häufiger sind solche Geestinseln in der Plantlünner Ebene, seltener im Lingener Flachland. Bemerkenswert ist das hier südlich der Hase bei Herzlake gelegene Felsener Höhendiluvium (41 m), das einst wohl mit dem Hümmling zusammenhing. Im Bersenbrücker Land ist nur die parallel dem Nordhang der Dammer Berge verlaufende Holdorfer Geest anzuführen. Sie verdient diesen Namen aber nur wegen ihres sandig-lehmigen Bodens, denn vielfach wird hier die Grundmoräne von jüngeren Schwemmkegeln überlagert.

Das Taldiluvium erscheint als Ausfüllung der Becken und breiten Talungen. Es besteht aus feinkörnigen Sanden, führt bisweilen Schmitzen groberen Sandes, selten auch kleine Gerölle von Milchquarz, schwarzen Lydit, abgerollte Feuersteine und nordisches Material. Im Emsland ergaben Analysen 82—93 % Sand, 0,0—0,4 % Kies und 7—18 % tonartige Bestandteile (unter 0,05 mm Kongröße)⁸²⁾. Die Sande sind sehr nährstoffarm, Kalk ist durchweg nur in Spuren nachzuweisen und erreicht höchstens 0,1 %. Eine Schichtung ist nicht immer gut zu beobachten. Wo man sie dennoch antrifft, ist sie horizontal.

Das Alter dieser fluviatilen Bildungen steht nicht fest. Tietze⁸³⁾ sieht in ihnen nachsaaleiszeitliche Ablagerungen, die sich besonders zur Zeit der Weichselvergletscherung absetzten. Nach ihm taucht nämlich das Höhendiluvium (Grundmoräne und Geschiebedecksand) allenthalben unter die Talsande. Dagegen ist nach Dienemann⁸⁴⁾ eine scharfe Grenze gegen das Höhendiluvium sehr schwer zu ziehen, wenn es sich nicht um Eisrandlagen handelt. Der Übergang erfolgt vielmehr ganz all-

⁸¹⁾ Dewers, Geschiebedecksand, 1929; Diluvialmorphologie, 1934.

⁸²⁾ Tietze, Erl. Bl. Lingen, 1909.

⁸³⁾ Tietze, Mittleres Emsgebiet, 1906 u. 1912.

⁸⁴⁾ Dienemann, Durchbruchstal der Hunte, 1937.

mählich. Darüber hinaus ergibt die Weiterverfolgung der Diepholzer Talsandebene über die Große Aue zur Weser hin, daß sie unmerklich in die Untere Weserterrasse übergeht, die wiederum der Talsandterrasse der Aller zu parallelisieren ist. Danach würde den Talsanden bei Diepholz ein wartheeiszeitliches Alter zukommen. Beyenburg⁸⁵⁾, dem sich trotz der oben angeführten Tatsachen auch Dienemann anschließt, möchte den Talsanden des Emsgebietes sogar ein saaleeiszeitliches Alter geben. Es sollen nach ihm Ablagerungen eines Urstromtales sein, die der Mittelterrasse an der Lippe entsprechen. Demgemäß wären „alle Nordwest gerichteten breiten Talsandflächen (mit Ausnahme natürlich aller ausgesprochenen Niederterrassenflächen!) als Talsande der Hauptvereisung aufzufassen“. Demgegenüber macht nun wieder Wehrli⁸⁶⁾ geltend, daß im Steverurstromtal keine mittelterrassegleiche Ablagerungen vorhanden sind, sondern — wie Ausgrabungen in Ternsche bei Selm beweisen — eine Schichtenfolge vorliegt wie in der Lippe- und Emscher-Niederterrasse (Knochenkiese, Schneckensande und Talsande).

Löß- und Flottsandplatten. Einige Ebenheiten erhalten ein besonderes Gepräge durch Löß- und Flottsandablagerungen. Löß findet sich nur im Südosten, im Mindener Flachland. Bodenmäßig gehört die hier ausgebildete Hartumer Lößplatte zu dem entlang dem Wiehengebirge hinziehenden Streifen. Der Löß ist hier nicht immer sehr mächtig, er ist weitgehend entkalkt und in Lößlehm umgewandelt. Teilweise vermengt er sich mit einem mehr sandig-lehmigen Boden.

Flottsand ist nach Dewers⁸⁷⁾ eine Localfacies des Lösses. Er ist in seiner typischen Ausbildung ein lößähnlicher Feinsand von vielfach lößähnlicher Farbe. Mineralogisch setzt er sich vorwiegend aus Quarzkörnern zusammen, dem etwas Muscovit und geringe Mengen von Feldspat beigemischt sind. Im ganzen ist er sehr feinkörnig, erhält im feuchten Zustande einen lehmigen Charakter und ähnelt den Lößlehm (Flottlehm). Mit ihnen hat er auch die Kalkarmut gemeinsam. Die Unterschiede gegenüber dem Löß liegen einmal in der Korngröße, der Löß ist feiner; ferner ist der Löß frei von Geschieben, bedeutend mächtiger, und es fehlt ihm eine Profilierung. Dagegen ist der Flottsand oft geschichtet und wechsellagert mit Flugdecksanden und Talsanden. Geschiebe sind zwar wenig vorhanden, fehlen aber nie.

Meistens lagert der Flottsand dem diluvialglazialen Untergrund (Geschiebelehm und Talsand) direkt auf und ist von ihm durch keine Verwitterungsschicht getrennt. Höchstens schaltet sich eine Steinsohle ein. Auf Grund der Lagerung und der Verteilung der Flottsande schließt Dewers auf weichseleiszeitliches Alter. Maßgebend waren für den Transport zeitweilig wehende Nordost- und Ostwinde, die das Material aus den östlich angrenzenden Talsandniederungen auswehten, während das Anlagern an den Ostseiten der Berghänge nur unter der Mitwirkung westlicher Winde (Leeseiten) verständlich wird.

Wie Breddin⁸⁸⁾, so nimmt auch Dewers⁸⁹⁾ an, „daß auch während der Vereisungen Westwinde die vorherrschenden Winde waren und daß ihnen der Transport und die Ablagerung der eigentlichen Decksande zugeschrieben werden muß. Nur von Zeit zu Zeit wurden diese vorherrschenden Westwinde durch Ostwinde oder Nordostwinde unterbrochen, welche von dem Eise als trockene Föhne herunterwehten, die in den Betten der Schmelzwasserbäche und Urströme trockenliegenden Sandbänke ausdörren, um dann den trockenen Lößstaub nach Westen und Südwesten zu tragen, wo er an günstigen Stellen liegenbleiben konnte. Solche günstigen

⁸⁵⁾ Beyenburg, Endmoränen und Talsande, 1933.

⁸⁶⁾ Wehrli, Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen, 1941.

⁸⁷⁾ Dewers, Flottsandgebiete, 1932.

⁸⁸⁾ Breddin, Löß, Flugsand und Niederterrasse, 1926.

⁸⁹⁾ Dewers, Flottsandgebiete, 1932, 192.

Stellen sind offenbar die Osthänge der größeren Erhebungen gewesen und hier kann der bescheidene Windschutz gegenüber den Westwinden doch insofern wirksam gewesen sein, als er die einmal abgesetzten Flottsande (Löss) vor dem Zugriff der . . . wahrscheinlich vielfach stürmischen Westwinde schützte. Mit dieser Annahme würde auch die Tatsache ihre Erklärung finden, daß die Flottsande in den Dammer und Fürstenauer Bergen gerade östlich der höchsten Erhebungen liegen, während die Osthänge der niedrigeren nördlichen Fortsetzungen beider Endmoränenrücken keine Spur von Flottsandauflagerung zeigen“.

Das größte Flottsandgebiet liegt westlich der Hase auf dem Osthang der Fürstenauer Höhen (Ankum). Es ist 60 qkm groß und steigt von 35 m an der Hase auf 120 m Höhe an. Die Flottsanddecke ist teilweise 3 m mächtig, doch liegt die durchschnittliche Mächtigkeit meistens unter 100 cm. Nach den Rändern geht der Flottsand kontinuierlich in Flugdecksande über. Das Dammer Flottsandgebiet zeigt ähnliche Verhältnisse. Es liegt am Osthang der Dammer Berge und besitzt einen Flächeninhalt von 19 qkm. Die Mächtigkeit schwankt sehr. Dewers fand hier sogar Decken von 4 m Dicke, an den Randgebieten sind sie weit geringer. Im zentralen Teil ist der Flottsand meistens lößlehmartig entwickelt, nach den Rändern wird er sandiger. — Kleinere und für eine landschaftliche Gliederung unbedeutende Flottsandflächen finden sich noch auf den Itterbecker Höhen, bei Salzbergen-Rheine, bei Wagenfeld südöstlich der Kellerberghöhen und am Osthang der Stemmer Berge.

Weit bedeutender als im Westfälischen Tiefland sind die Flottsandvorkommen auf der Wildeshauser Geest. Im Goldenstedter und Syker Flottsandgebiet bedecken sie allein 716 qkm. Die Südgrenze dieser Flottsandplatte, die von Heiligenloh über Vorwohld nach Sulingen verläuft, ist so eindeutig, daß ich sie zum Teil als Nordgrenze des Westfälischen Tieflandes gegenüber der Syker Geest benutzt habe. Die Höhengrenze der Geest springt nämlich in diesem Abschnitt derartig hin und her und besitzt so viele Ausbuchtungen und vorgeschobene Inseln, daß sie als Grenzlinie für eine Großlandschaft nicht zu verwerten ist.

Flugsand- und Dünenfelder. In enger Beziehung zu den Flottsandablagerungen stehen die Flugdecksande. Ihre Verbreitung ist im einzelnen wenig untersucht, nur Dewers⁹⁰⁾ gab einige wichtige Hinweise. Wie schon angedeutet wurde, gehen die Flottsande in ihren Grenzgebieten vielfach in deckenförmige Flugsande über. So setzen nördlich des Dammer Flottsandgebietes unmittelbar bei Osterfeine flachgelagerte Flugdecksande ein. Auch an den Rändern des Ankumer Gebietes finden sich solche Ablagerungen. Darüber hinaus scheinen sie in mehr oder minder großem Umfange in der Nähe der noch heute faßbaren Dünen verbreitet zu sein. Wenn wir ihre Verteilung zugrunde legen, ergibt sich, daß die Flugsande im Emslande überwiegen, während sie sich im Osten auf einige kleinere Landstriche beschränken. Diese Anordnung erinnert ganz an die Verteilung der deckenförmigen Flugsande auf der Wildeshauser Geest; auch hier sind sie allem Anschein nach im Westen häufiger als im Osten. Man könnte deshalb geneigt sein, für ihre Verbreitung allein die Westwinde verantwortlich zu machen und ihre Entstehung ins Alluvium zu setzen. Demgegenüber deutet aber ihre Verzahnung mit den Flottsanden auf eine ähnliche Bildungsart und -zeit. Dewers setzt deshalb auch die deckenförmigen Sande in die Weichseiszeit (Abb. 9).

Den bisher behandelten Windaufwehungsgebieten müssen naturgemäß Windausblasungsgebiete gegenüberstehen. Ihre Lage und ihre Formen hat man bisher nur in geringem Maße oder überhaupt nicht studiert. Daß aber größere und kleinere Windmulden für die Oberflächengestalt mancher Landschaften des Westfälischen

⁹⁰⁾ Dewers, Flugsandbildung, 1934/35.

Tieflandes nicht zu unterschätzen sind, darauf weisen einige Anmerkungen von Pfaffenberg und Dienemann hin. So fand Pfaffenberg ⁹¹⁾ bei fast allen Mooren des Uchter Gebietes eine sehr unregelmäßig geformte Unterfläche. Die in ihr liegenden abflußlosen Hohlformen deutet er als Windmulden. In ihnen sammelt sich Wasser; Vernässung, Versumpfung und Vermoorung waren die Folgen, und so wurden die Windmulden zu Keimzellen des heutigen Hochmoores. Auch für die Dümmermoore gilt nach Dienemann ⁹²⁾ das gleiche. Nach seinen Untersuchungen „liegen die Randmoore in ehemaligen, vom Winde ausgeblasenen Mulden“. Danach scheinen nicht nur die kleinen, von Pfaffenberg angeführten Vertiefungen, sondern auch größere Mulden durch Winderosion bedingt zu sein. Da sie zumeist heute ausgedehnte Hochmoore enthalten, wäre es eine dankbare Aufgabe, die Bedeutung der Windausblasungen und die ihnen zugrunde liegenden Gesetzmäßigkeiten genauer zu erkunden.

Mit den Flugdecksanden hängen eng die Dünenbildungen des Alluviums zusammen. Sie bestehen wie jene aus fein- bis mittelkörnigem Sand; nur breitet er sich nicht deckenförmig aus, sondern baut unregelmäßig geformte Kuppen und Rücken und mehr oder minder gebogene Vollformen auf. So sind die Dünen auch reliefmäßig von den Flugdecksanden wohl zu unterscheiden und bilden beim gehäuften Auftreten selbständige Formenlandschaften (Abb. 9).

Die heute noch faßbare Verbreitung der Dünen im Westfälischen Tiefland, festgestellt nach den geologischen und topographischen Spezialkarten, zeigt auch die bei den Mooren vorzufindende ungleiche Anordnung. Die meisten Dünen liegen im Westen, im mittleren Emsland, dagegen weisen das Bersenbrücker Land und der Osten nur wenige Dünen auf. Die größten Dünenfelder, sogenannte Sande oder Sandwellen, liegen entlang der Mittelems von Rheine bis Meppen. Die Flächen heißen nach der seit dem 18. Jahrhundert zwangsweise durchgeführten Bepflanzung mit Kiefern auch Tannen (vgl. Biener Tannen u. dgl.). Ab und zu tragen sie auch den Namen Berge (Himmliche Berge bei Herzlake). Nach der Lage handelt es sich um ausgesprochene Flußdünen. Sie liegen nicht nur auf dem Ostufer, sondern ziehen sich in mehr oder minder großer Ausdehnung auf beiden Seiten entlang. Von Rheine bis Glesen oberhalb der Mündung der Aa befindet sich ein ausgedehntes Dünenfeld rechts der Ems. Ihm parallel zieht ab Emsbüren am linken Ufer ein ebenso breiter Dünenstreifen längs der Lohner Höhen bis Lingen. Hier löst er sich nach Norden in kleinere Dünen auf. Die großen Dünenfelder liegen wieder von Lingen bis Meppen auf dem rechten Ufer der Ems. Für die Tallandschaft der Mittelems sind die Dünen so bezeichnend und mit dem Fluß derartig eng verbunden, daß diese Flußdünenlandschaft als eine eigene selbständige Formengemeinschaft ausgesondert werden muß.

Bei allen andern Flüssen des Vechte-Ems-Gebietes finden sich Dünen nur in kleinerem Umfange. Dinkel und Vechte werden durchweg auf ihren Ostufeln von einzelnen Dünenfeldern begleitet. Sie sind in ihrer Größe ohne weiteres mit den Binnendünen zu vergleichen, die zwischen Nordhorn und Elbergen an der Ems die Engdener Wüste und das Elberger Moor durchziehen und die Vechte- und Emsdünen miteinander verbinden. Auch im Plantlünner Flachland sind Fluß- und Binnendünen, abgesehen von den emsnahen Landstrichen, nur vereinzelt anzutreffen. Das gleiche gilt für die Baccumer Höhen, wo vereinzelt Dünenaufwehungen im Waldgelände zu beobachten sind. Dagegen ist das Lingener Flachland etwas reicher an Dünen. Sie konzentrieren sich in erster Linie auf den Haselauf und begleiten ihn an seinem linken und rechten Ufer. Nach Norden stehen diese Flußdünen oft in Verbindung mit den ausgedehnten Dünenfeldern des Hümmlings. Vollständig dünen-

⁹¹⁾ Pfaffenberg, Moore, 1934.

⁹²⁾ Dienemann, Briefl. Mitt. an Pfaffenberg in: Moore, 1934.

frei scheint das Bersenbrücker Land zu sein. Erst im Diepholz-Barenburger Flachland finden sich vereinzelt Dünenfelder und zwar am Rande der Barnstorfer Geest, auf dem Wietingsmoor und in mehr oder minder größerem Umfange auf einigen Geesthöhen. Sie sind aber so bedeutungslos, daß sie für die Charakteristik der Formenlandschaften nicht in Frage kommen.

Alter und Entstehung der Dünen, sowie Herkunft und Transport des Materials sind bislang nicht eindeutig geklärt. Schwierigkeiten bereiten vor allem die Beziehungen zu den diluvialen äolischen Ablagerungen, zu den Flottsanden und Flugdecksanden. Wilckens⁹³⁾ sieht in den Dünen und Flugdecksanden gleich alte, altalluviale Bildungen, die noch die Niederterrasse bedecken, aber auf der Inselterrasse fehlen. Westwinde bliesen das Material aus den Terrassensanden aus, und zwar in der jüngeren Dryas-(Yoldia-)Zeit, in der die Vegetationsdecke nur sehr dürrtig und lückenhaft als Birkentundra entwickelt war. Demgegenüber vertritt Dewers⁹⁴⁾ die Ansicht, daß die Flugdecksande sich schon im Jungdiluvium bildeten. Sie stehen, wie schon ausgeführt, in enger Verbindung mit den Flottsanden. Dagegen unterlag die Dünenbildung nach ihm anderen Bedingungen. Nach ihrer Lage (Bedeckung von Mooren) sind sie mit ihrer größten Zahl unbedingt alluviale Bildungen, bei deren Entstehung der Mensch eine wichtige Rolle spielte. Dewers greift damit einen Gedanken auf, den schon Keller um 1900 geäußert hat, wobei er sich sicherlich auf ältere Forstakten stützte. Nach ihm hat nämlich die rücksichtslose Waldverwüstung die Dünenbildung weitgehend gefördert. Auch Dewers denkt bei den menschlichen Eingriffen in erster Linie an Plaggenhieb, Schaftrift, Wagenspurung u. dgl., durch die die schützende Vegetationsdecke beseitigt und damit der Flugsand dem Winde preisgegeben wurde. Träfe diese Auffassung ganz zu, dann wären die Dünen ein Bestandteil der Kulturlandschaft und brauchten bei einer naturlandschaftlichen Betrachtung nicht behandelt werden. Aber selbst Dewers möchte sich nicht ganz in dieser Richtung festlegen. Wenn er auch annimmt, daß die Umwandlung des Flugdecksandes zu Dünen in recht erheblichem Maße erst in den jüngeren Perioden durch die Tätigkeit des Menschen erfolgte, so hält er doch eine altalluviale, vom Menschen unbeeinflusste Dünenbildung für möglich. Sie fand aber nicht unter regionalen, sondern unter lokalen Bedingungen statt. Darauf deutet schon die starke Anlehnung der Dünen an die Flußläufe hin; denn nur hier konnten durch Auswaschung flugfähige Sande auch bei zunehmender Vegetationsbedeckung erhalten bleiben, die dann zu Dünen aufgeweht wurden. Trotzdem bleiben noch viele Fragen ungeklärt, und mit Recht bemerkt Dewers, daß, solange keine monographischen Bearbeitungen nordwestdeutscher Dünenfelder vorliegen, die Altersbestimmung auch nicht mit Erfolg in Angriff genommen werden kann.

Moorniederungen. Schätzungsweise bedecken die Moore eine Fläche von 670 qkm, das sind 12 % der Gesamtfläche. Dabei dominieren die Flachmoore mit rund 35 000 ha = 52 % der Moorfläche, während die Hochmoore mit 32 000 ha = 48 % um ein wenig zurückstehen. Diese Zahlen gelten aber nur für die Jetztzeit; denn der Mensch hat nicht nur die Moorflächen verringert, sondern auch manches Hochmoor zum Flachmoor zurückgewandelt. So nennt Bömer⁹⁵⁾ im Kreis Minden für 1900 noch ein Hochmoor von 513 ha, der Bodenkundliche Atlas von Niedersachsen⁹⁶⁾ verzeichnet für 1940 nur Flachmoore.

⁹³⁾ Wilckens, Flugsandbildungen am Niederrhein, 1924, und Die deutschen Binnendünen, 1928.

⁹⁴⁾ Dewers, Flugsandbildung, 1934/35, Flottsandgebiete, 1932.

⁹⁵⁾ Bömer, Moore Westfalens, 1893 ff.

⁹⁶⁾ Bodenkundl. Atlas von Niedersachsen, 1941.

Der Aufbau der Hochmoore ist nach den pollenanalytischen Untersuchungen von Koch⁹⁷⁾ und Pfaffenberg⁹⁸⁾ sehr einheitlich, gehört doch das ganze Westfälische Tiefland zu der klimatisch bedingten Nordseeprovinz der ombrogenen Moorbildung⁹⁹⁾. Im Allgemeinen handelt es sich um Versumpfungsmoore, die sich vom Waldtorf über den Riedtorf zum Hochmoortorf entwickelten. Eine Ausnahme bildet nur das Große Torfmoor bei Nettelstedt im Kreis Minden, das durch Versandung eines offenen Wasserbeckens entstand¹⁰⁰⁾. Die Moore liegen meistens auf Talsanden und Geschiebedecksanden, die mit ihren kalkarmen, ja kalklosen Böden die Ansiedlung der kalkfeindlichen Moospflanzen begünstigen, wenn nur ein genügend feuchtes Klima besteht. Keimzellen der Moore waren mehr oder minder große, meist abflußlose Kessel und Windmulden. Durch zunehmende Vernässung bildete sich zunächst aus einem vorhandenen Waldbestand ein Bruchwaldmoor mit zahlreichen Seggen und Wollgräsern, die dann durch eindringende Torfmoose überwunden wurden. Bei ihrem weiteren Wachstum dehnten sich die Moorflächen aus, wuchsen zusammen und eroberten auch die stark verwitterten und ausgelaugten Geschiebelehme. So verschwand das bewegte Relief des Mooruntergrundes, und an seiner Stelle wölbt sich heute das flache und eintönige Uhrglas eines Hochmoores.

Von den 8 pollenanalytisch untersuchten Hochmooren setzt die Bildung des Bruchwaldtorfes bei drei schon in der Birken-Kiefernzeit, zu Ende des Präboreals, ein (Hustedter Moor, Uchter Moor, Nettelstedter Moor), bei einem zur Hasel-Kiefernzeit (Boreol: Diepholz) und bei vier im Atlantikum (Renyeler Moor, Hahnekammer Moor, Detzkammer Moor und Syen-Venn, Kreis Bentheim). Die ombrogene Hochmoorphase selbst beginnt erst am Anfang des Atlantikums um 5500 v. Chr. mit dem Anstieg der Hasel und dem Einsetzen des Eichenmischwaldes.

Die Mächtigkeit der Moore schwankt erheblich, bei jüngeren Hochmooren maß man 1,50—2,50 m, bei älteren sogar 5—6 m: so beim Uchter Moor, beim Nettelstedter Großen Moor und beim Amtsvenn nahe Gronau.

Bei allen bisher untersuchten Hochmooren war der Grenzhorizont einwandfrei festzustellen. Charakteristisch ist für ihn nicht sein pflanzlicher Inhalt, sondern der höhere Zersetzungsgrad¹⁰¹⁾. Für seine Entstehung macht Pfaffenberg eine Trockenperiode verantwortlich; nur ist sie nach ihm erheblich kürzer als die seinerzeit von Weber auf 1000 Jahre geschätzte Trockenzeit. Sie braucht nur einige Jahrzehnte gedauert zu haben, um eine solche Austrocknung des Torfes zu veranlassen. Da aber diese Periode sich in ganz Nordwestdeutschland auswirkte, kann der Grenzhorizont noch immer zum Parallelisieren der Profile benutzt werden.

Während das Hochmoor eine klimatisch bedingte Erscheinung und Endglied einer natürlichen Entwicklungsreihe ist und sich nur durch die Eingriffe des Menschen wandelt, bildet das Flachmoor ein Zwischenstadium von einer Verlandungsgesellschaft zum Erlenbruchwald. Es erhält sich als offene Fläche nur durch menschliche Maßnahmen. Somit ist es kein natürliches Glied der Naturlandschaft; dennoch sei es hier in seiner Verbreitung kurz aufgezeigt, da es wie das Hochmoor gerade jene Gebiete bevorzugt, die als „Niederungen“ unter einem sehr hohen Grundwasserstand leiden.

Betrachtet man die gegenwärtige Verteilung der Hoch- und Flachmoore innerhalb des Westfälischen Tieflandes, so fällt zunächst eine Anordnung auf, die zu dem bisher als symmetrisch gekennzeichneten Bau im Widerspruch steht. Der Osten, das Minden-Diepholzer Land, ist sehr reich an Mooren. Auf ihn, den Einzugsbereich

97) Koch, Mittelems, 1934; Emsland und Hümmling, 1934.

98) Pfaffenberg, Moore nördlich des Wiehengebirges, 1933; Diepholzer Moor, 1936.

99) Bülow, Moorgeologie, 1929.

100) Pfaffenberg, Moore nördlich des Wiehengebirges, 1933.

101) Pfaffenberg, Moore nördlich des Wiehengebirges, 1933, 183.

der Weser, entfallen allein 46 000 ha Moore = 84 % aller Moore des Tieflandes. Insgesamt werden 20 % dieses Gebietes von Hoch- und Flachmooren eingenommen. Dagegen umfassen die Moore im Westen, im Einzugsbereich der mittleren Ems und Vechte, nur 11 000 ha = 16 % der gesamten Moorfläche, so daß der Anteil der Moore hier auf 3 % der Fläche absinkt. Das ist einmal darauf zurückzuführen, daß im Ems-Vechte-Gebiet das große Bourtanger Moor nicht mehr zum Westfälischen Tiefland gerechnet wird. Es bildet vielmehr mit seinen südlichen Ausläufern den westlichen Abschnitt der Nordgrenze und riegelt durch sein nahes Heranrücken an die Uelsener Höhen das nach Westen gerichtete Gebiet der unteren Vechte von der Landschaft an der Mittelvechte, der Nordhorner Sandebene, ab. Zum andern sind für diese Verschiedenheit topographische und hydrographische Verhältnisse verantwortlich zu machen. Im Osten bestanden allem Anschein nach weit mehr abflußlose und vorflutarme Mulden und Becken, die viel rascher und intensiver vernäßten und zur Bruchbildung Anlaß gaben als im Westen. Erst im nördlichen Emsland lagen ähnliche topographische Verhältnisse vor. Ihre Versumpfung wurde hier noch dadurch gefördert, daß in den küstennahen Gebieten infolge der Absenkung ein vermehrter Rückstau und erschwelter Abfluß des Wassers zur Vernässung beitrugen. Diese Unterschiede spiegeln sich auch in der Verbreitung der topographisch bedingten Flachmoore wider. Im Osten nehmen sie mit rund 31 000 ha 67 % der Moorfläche ein, während sie im Westen mit 4000 ha = 36 % der Moorfläche erheblich hinter den Hochmooren zurückstehen.

Das Vechtegebiet (Bentheimer Land) besitzt heute vier Hochmoore, die etwa 2200 ha groß sind und 2,2 % der Fläche besetzen. Die Flachmoore sind daran mit 250 ha = 12 % beteiligt. Nördlich der Bentheimer Schichtrückenlandschaft liegen in der Nordhorner Talsandebene das etwa 475 ha große Syen-Venn und das etwas größere Elberger Moor. Letzteres trennt als ursprüngliche Flachschenke den Lohner und Emsbürener Höhenrücken. Das Syen-Venn, südwestlich der Vechte gelegen, füllt ebenfalls einen etwa 5 qkm großen „Kessel“. Nach Süden bilden die Bodenwellen des Isterberges den Abschluß. Südlich der Bentheimer Höhen wird die Gronauer Sandebene von zwei größeren Mooren flankiert, dem Amtsvenn im Süden und dem Rünenberger und Gildehauser Venn im Norden. Letztere, am Westende der Brechtemulde gelegen, bildeten früher ein zusammenhängendes Hochmoor: heute sind im Gildehauser Venn nur zwei kleine Reste erhalten. Das Amtsvenn ist mit seinen 1175 ha das bedeutendste Hochmoor der Provinz Westfalen. Es besitzt eine Mächtigkeit von 4—6 m, ruht auf Talsanden, die stellenweise mit Ortsteinbänken durchsetzt sind, und wird von schmalen Übergangsmoor- und Flachmoorbändern umrahmt. Mit diesen beiden Mooren unterscheidet sich die Gronauer Sandebene wesentlich von den südlich anschließenden, moorleeren Landschaften des Nordwestmünsterlandes. Sie nähert sich landschaftlich schon dem Typ einer „Niederung“.

Im mittleren Emsgebiet übertrifft das Lingener Land mit seiner 2700 ha großen Moorfläche das Vechtegebiet um ein Geringes; nur ist der Anteil der 900 ha großen Flachmoore verhältnismäßig gestiegen, nämlich auf 33 % der Moorfläche. Die Moore konzentrieren sich auf wenige Bezirke. Die beiden Hochmoore liegen unmittelbar vor dem Bippener Sporn am Rande des Zungenbeckens. Das größte ist das Hahnenmoor, das im Nordwesten von den Felser Höhen begrenzt wird. Die heutige Orographie spricht dafür, daß das Moor in einer alten verlassenen Hase-Rinne entstand. Die Niederungsmoore liegen ebenfalls in aufgegebenen Fußschlingen oder am Rand des Hochmoors.

Am bedeutendsten sind im Emsgebiet die Moore des Plantlünner Flachlandes, die mit 4600 ha etwa 5 % des Gebietes bedecken. Hoch- und Flachmoore sind dabei in gleichem Umfange beteiligt. Die größten Hochmoorkomplexe liegen im Osten, hart an der Nordwestgrenze des Osnabrücker Hügellandes, und zwar dort, wo sich die

Verlängerung der Hasetalung mit dem Weserurstromtal trifft, das wahrscheinlich durch die Pforte südlich des Gehns nach Westen entwässerte. Anscheinend hängt damit auch die Entstehung größerer, vorflutarmer Vertiefungen zusammen, die heute von den Mooren eingenommen werden. Das Vinter Moor besetzt allein eine Fläche von 1550 ha, daran schließen sich im Norden die kleineren, 100—250 ha großen Moore von Halverde, Voltlage und Wiehrholz. Sie bilden mit den angrenzenden Flachmooren innerhalb des Plantlünner Flachlandes eine selbständige Landschaft, die Vinter oder Voltlager Moorniederung. Ihr gegenüber steht die eigentliche Plantlünner Sandebene im Westen. Doch auch ihr fehlen kleine Moore nicht. So liegt südlich von Plantlünne das Speller Hochmoor, und im Norden finden sich am Rand der Baccumer Höhen teilweise ausgedehnte Flachmoore. Sie sind aber im Verhältnis zur Gesamtfläche sehr gering, so daß die Bezeichnung Plantlünner Sandebene noch zu rechtfertigen ist.

Im Bersenbrücker Land, soweit es zum Einzugsbereich der mittleren Hase gehört, treten Moorflächen ganz zurück. Das ist wohl verständlich für die Höhen, aber nicht so einleuchtend für das Quakenbrücker Becken. Hier fehlen Hoch- und Flachmoore vollständig. An der Nässe des Bodens kann das nicht liegen, denn von ihr zeugen die ausgedehnten Fladder mit ihrem bruchigen und anmoorigen Gelände und die weit verbreiteten Talalluvionen der Hase und ihrer Gabelungen. Allem Anschein nach haben sich auf dem lehmigen und nährstoffreichen Boden — Weizen kann angebaut werden — nur Flachmoore ausgebildet, die in Grasland umgewandelt wurden und durch Düngung und Pflege auch ihre Bodenkrume verändert haben. Nur in der Bramscher Sandebene finden sich randlich am Fuße der Fürstenauer und Dammer Höhen größere Flachmoore, das Thiener Feld an der Aue und die Flöte-Niederung bei Vörden. Beide nehmen eine Fläche von etwa 1200 ha ein und schmiegen sich eng den Bachniederungen an, die hier zwischen den Höhen und den aufgehöhten Haseufern nach Nordwesten bzw. nach Nordosten ziehen.

Erst südlich der Dammer Berge erstreckt sich eine große Moorlandschaft, das Große Moor. Seine Stellung innerhalb einer anzustrebenden Gebietseinteilung ist sehr unklar. Einerseits verbinden die Flachmoore südlich des Dümmers es direkt mit den Huntemooren und der Diepholzer Niederung, und andererseits bildet es die Grenzlandschaft zwischen dem bis Bohmte vorgreifenden Mindener Flachland und der Bramscher Sandebene. Es ist jedoch klimatisch und pflanzengeographisch mit den nordwestlichen Moorlandschaften verwandt und daher zum Bersenbrücker Land zu rechnen. Dieser Moorniederung ist es zu danken, daß sich die Moorfläche des Nordlandes auf 9400 ha beläuft, wobei 4400 ha als Hochmoor und 5000 ha als Niedermoor zu veranschlagen sind. — Über die Entstehung des Großen Moor-Beckens — um ein solches handelt es sich wahrscheinlich — wissen wir nichts. Das Moor erreicht heute in seinem zentralen Teil 45 m Höhe, über sie verläuft die Wasserscheide zwischen Hase und Hunte und damit zwischen Ems und Weser.

Im Osten, im Minden-Diepholzer Gebiet lassen sich nach der Moorausstattung drei Bezirke aussondern: die moorfremde Wesertalung im Osten, das moorarme Mindener Flachland im Süden und die moorreiche Diepholz-Barenburger Niederungs- und Geesthöhenlandschaft im Norden. Die Grenze zwischen den beiden letzten Bezirken fällt weitgehend mit der 40-m-Höhenlinie und der Nordgrenze der Geestplatten und -riedel zusammen.

Im Mindener Land sind schätzungsweise 2750 ha Moorflächen. Nach den Zeichnungen des Bodenatlas von Niedersachsen handelt es sich dabei nur um Flachmoore. Bömer gibt hingegen für die Kreise Minden und Lübbecke um 1893 allein 1625 ha Hochmoore an. Die Verbreitung der Moore ist eindeutig abhängig vom Relief. Ein zum Teil 2 km breiter Streifen zieht von Böhhorst bei Minden entlang der Bastau bis zum großen Torfmoor bei Nettelstedt. Von ihm strahlen nach Norden

entlang den Nebenbächen schmale Bachrandmoore aus. Nach Westen setzt sich diese Niederung zunächst nur in einigen Flachmoorfetzen fort, bis bei Destel das große Leverner Niederungsmoor beginnt, das sich entlang der Großen Aue erstreckt. Ihm schließt sich nach Westen das Bohmter Flachmoor entlang der Hunte an. Während dabei die Bastauniederung, umrahmt von den ganz anders gearteten, lößbedeckten Fußflächen und Platten, eine selbständige Landschaft darstellt, ist das Leverner und Bohmter Flachmoor nur ein Glied der Bohmter Sandebene. Das gleiche gilt auch für die Bachrandmoore der Rahdener und Diepenauer Geest, die in wechselnder Breite als Flachmoore die Große Aue und ihre Nebenbäche begleiten und die Anordnung der langen Geestriedel unterstreichen. Nur bei Hahnenkamp findet sich noch ein kleiner Rest eines Hochmoores.

Im Diepholz-Barenburger Gebiet bedecken die Hochmoore rund 26 000 ha und die Niederungsmoore 19 000 ha. Frei von Moorbildungen sind eigentlich nur die Geesthöhen, die kleinen Geestplatten um Ströhen und die Geestriedel des Sulinger Sporns sowie die Talsand- und Geschiebesandebenen von Diepholz und Barnstorf. In allen andern Landschaften beherrschen Hoch- und Flachmoore die Formenwelt.

Von der angeführten 45 000 ha großen Moorfläche entfallen auf das Huntegebiet, das Diepholzer Land, etwa 31 000 ha = 15 000 ha Hochmoore und 16 000 ha Flachmoore. Im Westen ziehen hart an den Dammer Höhen die Südoldenburger Grenzhochmoore = 4250 ha Hochmoor von Süden nach Norden, begleitet von einem mehr oder minder breiten Streifen Flachmoor, der den Dümmer einschließt (Dümmermoore). Ihnen folgt auch die Verwaltungsgrenze zwischen Oldenburg und Hannover. Nach Norden geht dieses Hochmoor ohne sichtbare Scheide in das 3450 ha Große Moor westlich von Barnstorf über. Diese Moorfläche liegt in einem kleinen Zungenbecken, das im Süden bis an den Hohen Sühn reicht und seinen Ausgang durch die Huntepforte bei Drepper hat. Östlich des Dümmers setzt sich das Flachmoor nördlich der Stemmer Berge bis zum sog. Stemmer Moor fort, im Norden durch das Hochmoor des 1575 ha großen Geestmoores abgeschlossen, das unmittelbar an die Kellenberghöhen grenzt. Bömer sprach 1893 das Stemmer Moor noch als Hochmoor an, heute herrscht nach dem Bodenatlas von Niedersachsen Flachmoor vor. Es bedeckt hier eine Fläche von 10 300 ha, die Stemmer Niederung. Gegen das östlich anschließende Barenburger Gebiet bildet endlich das 7300 ha große Wietingsmoor mit 5500 ha Hochmoor und 1800 ha Niedermoor eine wirkungsvolle Grenzlandschaft. Aufgelöst in drei Hochmoorkomplexe, durchzieht es das Barenburger Zungenbecken von Ridderade im Norden bis Ströhen im Süden, begrenzt im Westen von der Barver Niederung und im Osten von der Sulinger Geest, deren Bäche von Flachmooren begleitet werden. Der nördliche Hochmoorkomplex ist weitgehend der Großen Aue tributär, während die südlichen Komplexe die Wasserscheide zwischen Hunte und Aue tragen.

Im Barenburger Gebiet, das etwa 6500 ha Hochmoore und 8000 ha Niederungsmoore besitzt, gruppieren sich die Moorflächen um die Uchter Bührde, die fast ganz von Niederungen eingeschlossen wird. Eine aus mehreren Hochmooren bestehende Moorniederung liegt nördlich und östlich der Bührde am Westrand des Stolzenauer Zungenbeckens. Nördlich der Aue erstrecken sich, getrennt durch Flachmoore, drei Hochmoore, die alle Lokalnamen tragen (Aller Moor, Siedener Moor, Borsteloer Moor); südlich der Aue dehnen sich bis unmittelbar an die Uchter Bührde das Hohe Moor, das Sienmoor und das Brinkmoor, ebenfalls durch Flachmoore miteinander verbunden. Alle sechs Moore kann man zur sogenannten Vogtei-Moorniederung zusammenfassen. Das Gegenstück ist das südlich der Bührde gelegene Uchter Moor, das mit seinen 4700 ha Hochmooren und 2400 ha Niedermooeren den geschlossensten Moorkomplex innerhalb des Westfälischen Tieflandes darstellt und nur noch mit dem Vörder Großen Moor südlich der Dammer Berge zu vergleichen

ist. Hier wie dort scheint für die Ausgestaltung des Untergrundes die Winderosion eine große Rolle gespielt zu haben. Ihr ist nicht nur die Ausbildung der zahlreichen kleinen Windmulden zu verdanken, die Pfaffenberg bei seinen Bohrungen feststellte, sondern sie scheint auch bei der Ausgestaltung der Großmulde in hohem Maße beteiligt gewesen zu sein. Die dadurch mögliche Vernässung und Versumpfung wurde noch durch die Lage hinter dem Wall der Böhre begünstigt, sie sperrte gewissermaßen gegen die Erosionsbasis, die Weser, ab, mit der eine Verbindung nur auf Umwegen mit sehr schlechter Vorflut aufgenommen werden konnte. Das Moor, das stellenweise eine Mächtigkeit von 6 m erreicht, ist eigenartigerweise von einer Kette von Sandhügeln durchsetzt, auf denen Kiefern, Eichen und sogar Buchen gedeihen.

Die nordwestliche Umrandung der Uchter Böhre bildet endlich die von ausgedehnten Flachmooren bedeckte Barenburger Niederung, die dem Lauf der Großen Aue von Ströhen bis Haselbusch folgt. Hier liegen schätzungsweise 4000 ha Flachmoor. Sie stehen in unmittelbarer Verbindung mit den schon erwähnten breiten Bachrandmooren, die die Sulinger Geest durchsetzen.

IV. Gewässer und Täler

(Abb. 6, 28)

Die bestimmenden Flußgebiete des Westfälischen Tieflandes sind die Einzugsbereiche von Weser und Ems. Sie umfassen rund 4850 qkm = 83 % des 5850 qkm großen Westfälischen Tieflandes. Die *Wasserscheide* halbiert in gewisser Weise die Großlandschaft. Sie verläuft vom Weserbergland kommend, durch das Große Moor zwischen Vörden und Hunteberg, über die Dammer Berge und entlang dem Osthang der Lohner Höhen bis nach Vechta. Damit liegt der entscheidende hydrographische Ordner genau in der Mitte, von Weser und Ems fast gleich weit entfernt, nämlich 55—65 bzw. 55—70 km. Diese hydrographische Symmetrie wird im Westen nur durch das Vechtegebiet gestört. Sein Hauptfluß ist zwar innerhalb des Westfälischen Tieflandes nach Nordwestnord gerichtet, biegt aber kurz nach seinem Austritt nach Westen um und ergießt sich in die Zuidersee. Damit beweist das Vechtegebiet auch hydrographisch seine Sonderstellung als Übergangs- und Grenzgebiet. Die Wasserscheide zwischen Ems und Vechte liegt von Salzbergen bis Nordlohne westlich Lingen auf der Emsbürener und Lohner Stauchmoräne, nur 2—4 km von der Ems entfernt. Erst bei Nordlohne wendet sie sich nach Nordwesten in das Bourtanger Moor, wo Entwässerungsmaßnahmen die Landesgrenze zu einer mehr oder minder künstlichen Wasserscheide gemacht haben.

Die hydrographische Einteilung des Westfälischen Tieflandes in ein 1000 qkm großes Vechtegebiet und in die beiden fast gleich großen Ems- und Wesereinzugsbereiche kann noch verfeinert werden, wenn wir die Nebenflußsysteme beachten, die sich in auffallender Weise vorzüglich in die bisher gefundenen Kleinlandschaften einpassen.

Das Vechte-Gebiet. Das Vechtegebiet wird beherrscht von der Vechte und ihren drei wichtigsten Nebenbächen, der Dinkel, der Eileringsbecke und der Lee. Dinkel und Vechte reichen noch in die Westfälische Bucht hinein, wo ihre Quellen in den Billerbecker Höhen liegen. Von dem Vechtegebiet gehören zur Bucht etwa 417 qkm (bis Ohne) und von dem Dikeleinzugsbereich etwa 200—240 qkm, so daß von dem 1685 qkm großen Niederschlagsgebiet der Vechte, gerechnet bis zur Lee-mündung, etwa 1000 qkm für das Westfälische Tiefland verbleiben ¹⁰²⁾.

¹⁰²⁾ Zahlen aus Specht, Bentheimer Land, 1934.

Die umgrenzenden Wasserscheiden liegen im Westen und Osten auf den Geeshöhen. So zieht die Wasserscheide der Dinkel gegen die Buurser Beeke über den Südrand des Amtsvenns, springt von dort auf die Oldenzaaler Höhe, der sie in nördlicher Richtung folgt, quert dann in nordwestlicher Richtung die Denekamper Pforte (das Weerseloer Becken gehört zum ostholländischen Reggesystem) und erklettert bei Ootmarsum die Uelsener Höhe. Im Osten beginnt die Ems-Vechte-Wasserscheide auf den Haddorfer Kuppen, verläuft über den östlichen Bogen der Steider Höhen, weiter über den Emsbürener Rücken, durch das Elberger Moor zur Lohner Höhe, von der sie nach Nordwesten ins Bourtanger Moor abschwenkt.

Der maßgebende Ordner der inneren Wasserscheiden ist die Bentheimer Schicht-rückenlandschaft. Sie wird von der Vechte und Dinkel nur randlich berührt. Dabei trennt die Vechte von ihr den flachen Wealdenschild des Samerotts, biegt vor dem Isterberg für eine kurze Strecke nach Norden um, ehe sie wieder ihre ursprüngliche Nordwestrichtung aufnimmt. Diese Laufänderung ist allem Anschein nach durch tektonische Verhältnisse verursacht. Wahrscheinlich macht sich die Schüttorfer Hebung Achse noch heute bemerkbar, so daß die Vechte vor ihr nach Nordwesten abgelenkt (Strecke Schüttorf bis Quendorf), um erst nach Überwindung dieses Hindernisses durch einen nordwärts gerichteten, dem Abfall und Einfallen der Schichten folgenden Lauf die Verbindung mit der alten Strecke wieder herzustellen. Die gleiche Erscheinung können wir auch an der Ems und in gewisser Weise an der Speller Aa beobachten. Die Dinkel wird von dem tektonischen Bau der Bentheimer Höhen kaum beeinflußt, höchstens machen sich bei ihrem Hin- und Herbiegen von Epe über Gronau bis Losser Gesteins- und Höhenunterschiede bemerkbar, die eventuell mit der tektonischen Anlage der hier ausklingenden Brechtemulde und des Ochtruper Sattels zusammenhängen. Im allgemeinen lehnt sich jedoch die Dinkel an den Oldenzaaler Höhenrücken an, dem sie weitgehend parallel fließt; erst in der Denekamper Pforte macht sie einen sanften Bogen nach Westen.

Nicht so einfach verläuft die Wasserscheide zwischen Dinkel und Vechte. Von der Ochtruper Höhe im Süden zieht sie zunächst nach Nordwesten und trennt die Gronauer Niederung von der Brechtemulde, die damit ganz dem Vechtegebiet i. e. Sinne angehört und durch die Eileringsbecke entwässert wird. Bei Gildehaus trifft die Wasserscheide auf die Schicht Rücken. Hier werden die südliche Rippe und das anschließende Isoklinaltal gequert, erst auf dem Bentheimer Rücken wendet sie sich nach Osten und folgt dem Kamm bis östlich von Bentheim. Dann biegt die Wasserscheide wieder nach Norden um, zieht auf den Isterberg zu und verläuft über das Syen-Venn nach Nordwesten. Bis auf das südliche Gebiet, wo das linksseitige Vechtegebiet sich erheblich zu Ungunsten des Dinkleinzugsbereiches ausdehnt, übertrifft im allgemeinen das rechtsseitige Dinkelgebiet das linksseitige Sammelgebiet der Vechte. Im Bentheimer Land ist also nur nördlich des Bentheimer Rückens das für alle nordwestdeutschen Flüsse geltende Prinzip des asymmetrisch gebauten Flueinzugsbereiches zu erkennen, nach dem der westliche Einzugsbereich wesentlich kleiner ist als der östliche.

Die Abflußverhältnisse der Vechte sind wie bei allen Flüssen des Westfälischen Tieflandes sehr ungünstig. Ihr Gefälle schwankt im Bentheimischen zwischen 0,1 und 0,4 pro Mille (1 : 10 000 bzw. 1 : 2500). Dazu kommt, daß auch die Talform einem geregelten Abfluß nicht sehr günstig ist. Im allgemeinen fließt die Vechte wie ihre größeren Nebenflüsse in einem 300—500 m breiten Wiesenmuldental, in dem sie in zahlreichen Krümmungen hin und her pendelt und bald das linke, bald das rechte Ufer berührt. Aber nur in den oberen Abschnitten hat der Fluß sein Bett noch um 1—2 m in die Talmulde eingegraben. Hier unterspült er bei starken Strömungen die Hänge. Weiter flußabwärts, in der Nordhorner Sandebene setzen sich dann die losgerissenen Massen als Sandbänke wieder ab und verengen und überhöhen das Fluß-

bett. So kommt es, daß bei Hochwasser der Fluß leicht ausuferet. Die losgerissenen Sande werden dann auf den Uferändern abgelagert, die ebenfalls allmählich überhöht werden, wozu auch die von den dauernd wehenden Westwinden aufgesetzten Dünen beitragen, so daß mehr oder minder geschlossene, natürliche Deiche den Fluß begleiten. Solche überhöhten Sohlen und überhöhte Ufer hindern aber die Entwässerung des umgebenden Landes und begünstigen Flußverlegungen und Überschwemmungen.

Wie bedeutungsvoll die Talform des Hauptvorfluters für den Wasserhaushalt des Landes ist, zeigte sich schlagend bei den Meliorationen des vorigen Jahrhunderts. Nach den Markenteilungen suchte man die zum Teil sehr nassen Heiden durch schnurgerade angelegte Gräben zu entwässern, ohne daß man das Bett der Vechte vertiefte. So konnte der Hauptfluß nur einen Teil der ihm zugeführten Wassermengen abführen, rund 30 l pro Sekunde statt 70 l. Infolgedessen kam es zu unliebsamen Überschwemmungen und Wasserstauungen. Von den rund 11 000 ha Bentheimer Grünlanden bedeckten sich damals 6382 ha — also rund 60 % — mit Binsen, Seggen und Sauergräsern. Am stärksten wurde dabei das Nordhorner Flachland betroffen; im Vechtelal und in der Leemulde waren es allein 5660 ha, während in der Brechemulde (Eileringsbecke) nur 342 ha und an der Dinkel nur 381 ha versumpften. Erst 1926 konnte dieser Zustand gebessert werden, so daß heute nur noch kleinere Flächen dränagebedürftig sind.

Ohne die Eingriffe des Menschen wäre also die Nordhorner Sandebene im naturlandschaftlichen Zustande eine stark vernäßte Sandniederung.

Das Mittel-Emsgebiet. Das Mittel-Emsgebiet umfaßt nach der von Keller¹⁰³⁾ gegebenen Abgrenzung der Mittelems zwischen Rheine bis Meppen mit den beiden wichtigsten Nebenflüssen, der Hase und der Plantlünner Aa oder Ahe, 4460 qkm = 36 % des gesamten Emsgebietes. Von dieser Fläche liegen nur rund 2600 qkm = 57 % innerhalb des Westfälischen Tieflandes, der Rest gehört zum Weserbergland (650 qkm) und zur Wildeshäuser Geestplatte (1200 qkm), so daß die Bezeichnung mittleres Emsland für den im Westfälischen Tiefland gelegenen Teil des Einzugsbereiches nicht ganz zu rechtfertigen ist¹⁰⁴⁾. Trotzdem sei hier in diesem Sinne verwandt.

Die hydrographische Gliederung des Mittelemsgebietes ergibt sich aus der Richtung der drei wichtigsten Flüsse und ihrer einzelnen Abschnitte, der nach Norden gerichteten Mittelems und mittleren Hase und der westwärts fließenden Plantlünner Aa und unteren Hase. Die trennende Wasserscheide liegt auf den Baccumer und Fürstenauser Höhen und am Westrand des Gehns.

Die Mittelems hat eine Länge von 75,6 km, ihr Tal mißt hingegen nur 61,5 km, und die Luftlinie zwischen Rheine und Meppen ist sogar nur 31,5 km lang. In diesen Zahlen spiegelt sich eindrucksvoll der windungs- und schlingenreiche Lauf der Mittelems wider. Besonders zahlreich sind die Windungen im oberen Abschnitt von Rheine bis Haneckenfähr, in der Listruper Emstung. Die Flußentwicklung beträgt hier 69,3 %, auf der obersten, 25,3 km langen Strecke von Rheine bis Listrup sogar 80 %, während sie sich für den unteren Abschnitt Haneckenfähr—Meppen, die Mepener Emstung, auf 51,2 % berechnet¹⁰⁵⁾. Nachdem die Ems die 5 m hohe Steilstufe bei Rheine überwunden hat, beträgt ihr Gefälle anfänglich bis zur Schleuse

¹⁰³⁾ Keller, Weser und Ems, 1901.

¹⁰⁴⁾ Reining, 1931, verwendet für diesen Abschnitt die Bezeichnung südliches hannoversches Emsland. Sie rechnet dazu auch noch das Vechtegebiet und hält sich, wie schon der Zusatz Hannoversches andeutet, an Verwaltungsgrenzen — Kreise Lingen, Grafschaft Bentheim und Bersenbrück.

¹⁰⁵⁾ Keller, Weser und Ems, 1901, Bd. IV, 487.

Bentlage auf einer 4,5 km langen Strecke 0,957 pro Mille = 1:1050, um dann auf der 33,5 km langen Strecke Schleuse Bentlage—Haneckenfähr rasch auf 0,131 pro Mille = 1:7610 abzusinken. Erst im 45,9 km langen unteren Abschnitt von Haneckenfähr bis zum Wehr Veerssen steigt das Gefälle wieder auf 0,244 pro Mille = 1:4100 an. Dieser Wechsel des Gefälles hängt mit der Entstehung des gesamten Emslaufes zusammen. Wahrscheinlich war ursprünglich die Oberems der Vechte tributär und wurde erst nachträglich durch rückschreitende Erosion an die heutige Mittelems angeschlossen. Zum andern ist wohl — worauf jüngst Wehrli¹⁰⁶⁾ hingewiesen hat — mit einer noch heute andauernden Absenkung des Mittelemsgebietes zu rechnen. Sie vollzieht sich dabei im Anschluß an ältere Krustenbewegungen, welche die Salzbergener Aufsattelung und die nördlich anschließende Einmündung schufen. Denn nur so kann eine zweite Eigenart der oberen Mittelems verständlich gemacht werden. Die Ems fließt nämlich von der Schleuse Bentlage bis Salzbergen nach Nordwesten und schneidet dabei wie die Vechte spitzwinklig die sich hier fortsetzende Osningaufsattelung.

Mit den veränderten Gefällsverhältnissen wandelt sich auch die Talform. Von Rheine bis Bentlage fließt die Ems in einem Engtal, das 5—10 m in das umgebende, sehr ebene Gelände eingelassen ist. Bis Listrup erweitert sich der Talboden nur stellenweise zu 500—800 m breiten Niederungen, im allgemeinen ist auch hier noch immer das Flußtal eine 10 m tiefe, enge Rinne. Erst von Listrup bis Haneckenfähr wird der Talboden zu einer 1000 m breiten Niederung, die zeitweilig der Überschwemmung ausgesetzt ist. Sie erweitert sich im unteren Abschnitt bis Meppen auf 1500—2000 m. Auf der ganzen Strecke wird die Ems von einer mehr oder minder gut entwickelten Terrasse begleitet. Ob sie einer jungdiluvialen Niederterrasse entspricht, wie Beyenburg¹⁰⁷⁾ meint, ist noch nicht eindeutig zu entscheiden, da auch das Alter der Talsande nicht feststeht.

Mit 3126 qkm ist der Einzugsbereich der Hase der bedeutendste unter den Nebenflußgebieten der Ems. Keller unterscheidet drei Abschnitte bei dem 193 km langen Flußlauf. Der 45,1 km lange Oberlauf, der bis zur Einmündung der Düte reicht, liegt noch ganz im Weserbergland. Zu ihm gehört ein Gebiet von 600 qkm. Nach dem Durchbruch durch die Penter und Larberger Egge verläßt die Hase das Bergland in dem von uns umgrenzten Sinne aber erst bei Bramsche, so daß hier die Oberlaufgrenze anzusetzen ist und sich das dem Weserbergland angehörige Hasegebiet auf 650 qkm erhöht. Der 87,4 km lange Mittellauf reicht von Bramsche bis zur oldenburgisch-hannoverschen Verwaltungsgrenze bei Holze. Von hier ist die Hase schiffbar. Der Mittellauf gliedert sich in einen 53 km langen nordwärts gerichteten Abschnitt von Bramsche bis Quakenbrück und in einen westlich fließenden unteren Abschnitt von 35,1 km Länge. Der Einzugsbereich der Mittelhase ist also weitgehend identisch mit dem Bersenbrücker Land. Er umschließt die Bramscher Ebene und das Quakenbrücker Becken ganz, teilweise das Große Vördener Moor und die Dammer und Fürstenauer Höhen, welche die Wasserscheiden tragen. Nur das rechtsseitige Niederschlagsgebiet der Lager Hase und des unteren Abschnitts der Mittelhase gehört schon zur Nordwestdeutschen Bodenschwelle, zur Wildeshäuser Geestplatte. — Der 60,5 km lange Unterlauf umfaßt mit seinem linksseitigen Einzugsgebiet endlich das Linger Flachland mit den angrenzenden Baccumer Höhen.

Zeigt somit schon eine erste Übersicht über den Fluß und seine Abschnitte eine weitgehende Übereinstimmung mit der orographischen Gliederung, so wird diese noch sichtbarer, wenn wir Grundriß, Gefälle, Querschnitt und Beschaffenheit des Flußtales und seiner Nebenbäche in den einzelnen Abschnitten genauer analysieren.

106) Wehrli, Interglaziale und vor-saaleeiszeitliche Ablagerungen, 1941.

107) Beyenburg, Endmoränen und Talsande, 1933.

In der Bramscher Sandebene fließt die Hase zunächst nach Nordosten, um sich dann nach Nordwesten zu wenden und die Hasepforte zwischen den Dammer Bergen und den Fürstenauer Höhen zu durchqueren. Obgleich das Gefälle im Durchschnitt beachtlich ist — 0,646 bzw. 0,580 pro Mille = 1 : 1550 bzw. 1 : 1720 —, finden sich schon hier die für den Mittellauf der Hase so charakteristischen Flußgabelungen. Gleich unterhalb von Bramsche, bei Sögel, spaltet sich der Fluß in zwei Arme. Der Hauptarm behält den Namen Hohe Hase; von ihm trennt sich nach links die 7 km lange Sögelner Hase, von der nach rechts wieder die Tiefe Hase abzweigt. Weiterhin vereinigen sich zunächst wieder die Sögelner und Tiefe Hase, die dann gemeinsam als „Tiefe Hase“ wieder in die 10,1 km lange Hohe Hase zurückmünden. Der Hauptvorfluter ist heute die Tiefe Hase, da die Hohe und Sögelner Hase künstlich gestaut sind. Bei ihrem Eintritt in das Westfälische Tiefland besitzt die Hase eine Breite von 45 m, dann wird sie bis Bersenbrück durch Deiche eingefaßt und verschmälert sich als Hohe Hase von 27 auf 7,3 m, während die Tiefe Hase von 7,4 auf 36 m anwächst. Im natürlichen Zustande würde die Hase in einem 700—1500 m breiten Muldental fließen, doch würde der Fluß infolge des geringen Gefälles seine Sohle und seine Ufer überhöhen und so bei Überschwemmungen häufig ausufernd.

Bis Bersenbrück empfängt die Hohe Hase von links und rechts noch zwei größere Zuflüsse, die Uffelner Au von der Gehn und den Nonnenbach, dessen Quellbäche von der Wiehenkette, dem Großen Moor und der Südabdachung der Dammer Höhen kommen. Beide fließen nach Nordosten bzw. nach Nordwesten, zum Teil weitgehend parallel mit der Hase in breiten, mit Flachmooren ausgefüllten Muldentälern. Ein früheres Einmünden in die Hase war und ist durch die dammartig überhöhten Ufer (jetzige Deiche) unmöglich. Unter diesen Umständen ist es verständlich, daß die Abflußverhältnisse ohne das Eingreifen des Menschen sehr ungünstig waren und zum Teil noch sind. Wie die Nordhorner Sandebene würde also auch die Bramscher Sandebene im naturlandschaftlichen Zustande eine mit hohem Grundwasser gesegnete Sandniederung darstellen.

Das Gewässernetz des Quakenbrücker Beckens zeigt ganz ähnliche Verhältnisse, nur ist alles großzügiger angelegt. Es wird beherrscht von der nach Norden fließenden Hohen Hase und der bei Quakenbrück einsetzenden Gabelung, wodurch der Fluß sich in zwei Vorfluter teilt, denen jeweilig das rechtsseitige und das linksseitige, das Dammer und das Fürstenauer Einzugsgebiet entsprechen.

Im oberen Abschnitt von Bersenbrück bis Quakenbrück empfängt die hier nach Norden gerichtete Hohe Hase nur wenige, sehr kurze Bäche. Die Länge beträgt 19,6 km, und das Gefälle beläuft sich auf 0,291 pro Mille = 1 : 3440. Unterhalb von Bersenbrück fehlen dem Fluß Deiche, und so erweitert sich sein Bett sofort auf 70 m, erst von Badbergen verschmälert es sich wieder infolge Wasserverlustes auf 31 m. Der Fluß ist stark versandet, seine Sohle liegt vielfach höher als das umgebende Gelände. Ausufernd und überhöhte Ränder sind die Folgen.

Kurz vor Quakenbrück setzt dann die bedeutsamste Gabelung der Mittelhase ein. Oberhalb der Stadt zweigt nach rechts die Überfall-Hase ab, vereinigt sich mit der Wrau, tritt nach Aufnahme des Grenzgrabens auf oldenburgisches Gebiet und mündet nach 4,2 km langem Laufe zurück in den früheren Hauptarm, die Große Mühlenhase. Sie setzt sich dann weiter fort in dem heute begradigten Essener Kanal als die Neue Hase. Die Überfallhase transportiert heute die meisten Wassermengen, da die Mühlenhase versandet ist. Bis zur Brücke von Essen hat dieser Hauptvorfluter, kurz als Große Hase bezeichnet, ein Gefälle von 0,362 = 1 : 2760, erst im unteren Abschnitt von Essen bis Herzlake sinkt es auf 0,150 pro Mille = 1 : 6670. Hier fließt die Große Hase am Rande der Wildeshauser Geest und hat sich trotz des geringen Gefälles ein 2—3 m tiefes Bett gegraben.

Den zweiten, für das Fürstenauer Gebiet entscheidenden Vorfluter bildet die Abzweigung der Kleinen Hase. Sie trennt sich ebenfalls bei Quakenbrück von der Hohen Hase und zieht direkt nach Westen. Früher wurde ihr Weg durch das Hahnen-Moor gesperrt, heute führt durch ihn der Hasekanal (Hahnenmoorkanal oder Großer Kanal) nach Aselage. Mit ihm zusammen ist die Kleine Hase 24,3 km lang und verkürzt damit den Weg des 38,7 km langen Hauptflusses um mehr als ein Drittel. Ursprünglich bog jedoch die Kleine Hase in der Nähe von Menslage nach Norden in den heutigen Bühnenbach ab, der nach einem 11,6 km langen, sehr gekrümmten Lauf die Große Hase oberhalb von Löningen erreichte. Endlich zweigt von der Kleinen Hase noch der heute begradigte Sturmborgerbach ab, der als Trentlager Kanal nach 9,7 km langem Laufe die Große Hase schon etwas unterhalb der Mündung der Lager Hase erreicht.

Wie schon betont, sind das rechtsseitige und linksseitige Einzugsgebiet jeweilig einem dieser beiden Hauptarme tributär. Die Große Hase ist mit der Überfallhase der Vorfluter für die von Osten kommenden Nebenbachsysteme der Wrau und der Lager Hase. Ihre Quellflüsse liegen entweder in den Dammer Bergen, die von engen, oft periodisch bewässerten Schluchttälchen durchzogen werden, oder in den sehr feuchten, von Bruch durchsetzten Fußflächen, wo das von den Höhen kommende Oberflächen- und Grundwasser gestaut wird (Quellhorizont). Die Wrau gleicht in ihrem Verlauf ganz dem Nonnenbach in der Bramscher Sandebene. Von Badbergen an fließt sie der Hase, deren Sohle hier um rund 2 m höher liegt, in einem Abstand von 0,5 km parallel, ehe sie unterhalb von Quakenbrück in die Überfallhase mündet. Die Lager Hase, in ihren oberen Abschnitten auch Aue, Moorbach oder Vechta genannt, besitzt das größte Nebenbachsystem. Sie selbst entspringt eigenartigerweise am Osthang der Lohner Höhe in 51 m Höhe, fließt zunächst in die Diepholzer Ebene hinab am Rande der Moore entlang und benutzt dann die Lücke zwischen der Lohner Höhe und der Wildeshäuser Geestplatte, um in das Quakenbrücker Becken einzutreten. Hier bildet sie den Randfluß der Wildeshäuser Geestplatte.

Sammelader der von den Fürstenauer Höhen herabkommenden Gewässer ist die Kleine Hase. Es sind zumeist unbedeutende Bäche. In den oberen, höher gelegenen Abschnitten fließen sie in V-förmigen Erosionstälern, die sich abwärts allmählich zu Wiesenmuldentälern ausweiten. Erst in der Ebene höhen sich ihre Talsohlen und Ufer allmählich auf, die Wasser gleiten oft von einem Bett zum andern, so daß es zu keiner klaren Ausbildung von Wasserscheiden kommt.

Nach Gewässernetz, Talform und Abfluvorgang gleicht also das Innere des Quakenbrücker Beckens ganz den bisher beschriebenen Sandniederungen. Hier wie dort herrschen Muldentäler mit überhöhten Flußbetten, und hier wie dort sind die Abfluvverhältnisse ungünstig, so daß im natürlichen Zustand sich in diesem Niederungsbecken überall stauende Nässe und allzuhoher Grundwasserstand bemerkbar machen würden. Anders die Geesthöhen! Enge, zum Teil schluchtartige Täler durchfurchen das Gelände, sie führen das Wasser rasch zur Niederung hinab oder besitzen einen so durchlässigen Untergrund, daß Trockentälchen entstehen, die nur bei größeren Niederschlägen Wasser führen. So gilt auch für eine großräumige Betrachtung der Landschaften der Gegensatz von Feucht und Trocken, der bisher schon bei kleinräumigen kulturgeographischen Untersuchungen als entscheidendes Charakteristikum des Nordwestdeutschen Tieflandes herausgestellt wurde.

Bei Holte, unweit der Landesgrenze, verläßt die Hase das Quakenbrücker Becken und durchfließt mit ihrem Unterlauf das Lingener Flachland. Dabei benutzt der heutige Fluß bei seinem Austritt nicht die Tiefenrinne des Hahnenmoores, sondern durchbricht in einem engen Tale die 20 m aufragenden Felser Höhen, die als Fortsetzung des Hümmllings gedeutet werden müssen. Wir haben schon einmal darauf

hingewiesen, daß wahrscheinlich die Hase ursprünglich in einer großen Schlinge die Felser Höhen südlich umflossen und nachträglich diese Höhen als eine Art Umlaufberg vom Hümmling abgeschnitten hat, — ob durch rückschreitende Erosion eines Nebenbaches oder durch Unterspülung und Abschnürung eines Mäanderhalses, bleibt eine offene Frage. Der Unterlauf der Hase besitzt wie die Mittelems viele Windungen und verlassene Schlingen und Altwasserarme, die zum Teil von Flachmooren erfüllt sind. Das Flußbett ist allenthalben in die Umgebung eingelassen und wird von einer mehr oder minder breiten Talaue begleitet. Terrassen wurden bisher nicht beschrieben. — Keller trennt am Unterlauf zwei Abschnitte. Der obere reicht bis Hudener-Fähr bei Haselünne. Er ist 35,5 km lang, und seine linksseitigen Nebenbäche entwässern das Wettruper Becken. Der untere Abschnitt mißt hingegen nur 25,0 km, sein linksseitiger Einzugsbereich deckt sich mit dem Brögberner Becken. In beiden sind die Abflußverhältnisse ungünstig, besonders im Wettruper Becken, so daß sie ebenfalls als Beckenniederungen zu werten sind.

Das 933 qkm große Nebenflußsystem der Plantlünner Aa, das ganz das Plantlünner Land ausfüllt, entspricht in gewisser Weise dem unteren Hasesystem. Doch während im Lingener Flachland die untere Hase eindeutig als Hauptfluß hervortritt, ist die Aussonderung einer Hauptsammelader im Aasystem sehr schwierig. Diese Unübersichtlichkeit kommt schon darin zum Ausdruck, daß alle Flüsse und Bäche den Namen Aa oder Ahe tragen. Keller¹⁰⁸⁾ bezeichnet die 55,8 km lange Plantlünner oder Große Aa als Hauptfluß. Sie entspringt westlich des Gehns bei Neuenkirchen und fließt anfänglich über Weese und Schale nach Westnordwest. Vor dem Frerener Geestsporn wendet sie sich nach Südwestsüd — von hier heißt sie Große Aa —, um allmählich die Westrichtung einzuschlagen, bis sie bei Wesel vor den Emsdünen wieder in einem rechten Winkel nach Nordwestnord umschwenkt und nach einem 8,5 km langen Lauf die Ems dort erreicht, wo gegenüber die Elberger Lücke zwischen den Emsbürener und Lohner Höhen liegt¹⁰⁹⁾.

Drei Abschnitte lassen sich bei der Plantlünner Aa nach der Anlage der Nebenbäche aussondern. Das Oberlaufgebiet reicht bis zur ersten Umbiegungsstelle bei Freren. Hier sammeln sich die fächerförmig angeordneten Quellflüsse, die in den Voltlager Mooren, am Westrand des Gehns und auf den Fürstener Höhen und den Fensterbergen entspringen. Der Mittellauf reicht bis Wesel, der zweiten Umbiegungsstelle. Sein rechtsseitiger Einzugsbereich ist unbedeutend. Dagegen greifen die linksseitigen, parrallel angeordneten, durchweg nordwestwärts gerichteten Nebenflüsse zum Teil über das Plantlünner Flachland hinaus bis in das Tecklenburger Hügelland. So bildet die Speller Aa die Fortsetzung der Ibbenbürener Aa, die das Ibbenbürener Längstal durchfließt, und ebenso entwässert die Hopstener Aa große Teile des Schafberges. Diese Nebenbäche sind fast ebenso lang wie die Plantlünner Aa und auch in der Wasserführung mit ihr gleichzusetzen. Darüber hinaus zeigt dieses Nebenbachsystem noch eine zweite Besonderheit: Flußgabelungen und Verlegungen. So steht die Hopstener Aa, die heute ihre Hauptwassermengen von Hopsten aus direkt nach Westen in die Speller Aa schickt, über die „Kleine“ oder „Giegen“-Aa direkt in Verbindung mit der Plantlünner Aa. Und eine noch kürzere Nordwestverbindung bestand ehemals über die Schaper Aa, wie eine jetzt trockene Rinne beweist.

Berücksichtigt man also die Grundrißgestaltung des Gewässernetzes innerhalb des Plantlünner Flachlandes, so könnte man geneigt sein, an Stelle der bisher angeführten Zweiteilung in die Voltlager Moorniederung und die Plantlünner Sandebene drei Kleinräume auszusondern: die Voltlager Moorniederung im Osten, die

¹⁰⁸⁾ Keller, Weser und Ems, 1901, Bd. IV.

¹⁰⁹⁾ Möglicherweise floß durch diese Lücke einstmals das Weserurstromtal, das ja durch die die Pforte südlich des Gehns über die Plantlünner Sandebene nach Westen gerichtet war.

Settruper Sandniederung im Nordosten = Einzugsgebiet des Oberlaufes und die Plantlünner Sandebene im Westen = Einzugsgebiet der mittleren Großen Aa, während der Unterlauf zur Emsdünenlandschaft zu rechnen ist.

Oberes Mittelweser-Gebiet. Vom Westfälischen Tiefland gehören etwa 2400 qkm zum Oberen Mittel-Wesergebiet. Davon sind etwa 1500 qkm direkt der Mittelweser tributär, während 900 qkm über die Hunte der Unterweser zugeführt werden. Damit ergibt sich für den Osten des Westfälischen Tieflandes ebenfalls eine hydrographische Zweiteilung ähnlich der im Westen, wobei das Huntegebiet dem Vechtegebiet entspricht und der Einzugsbereich der Mittelweser mit dem der Mittelems zu vergleichen ist. Die trennende Wasserscheide beginnt auf dem Limberg, zieht zu den Stemmer Bergen und verläuft dann über das Stemmer Moor und das Wiehtingsmoor nach Norden.

Zur Mittelweser¹¹⁰⁾ rechnet man im allgemeinen die Strecke Weserscharte-Allermündung (128,3 km). Im Gegensatz zur Mittelems liegt also nur der obere Abschnitt, der bei der Mündung der Großen Aue endet, mit einer Länge von 66,1 km innerhalb des Westfälischen Tieflandes. So kommt es, daß von dem ganzen Mittelweserbereich (= 3138 qkm) nur 1500 qkm = 48 % auf das Westfälische Tiefland entfallen. Verglichen mit dem Mittelemsgebiet ist dieser Anteil relativ hoch. Die Gründe sind leicht ersichtlich, wenn man die Wasserscheiden des Mittelwesergebietes verfolgt. Im Süden liegt sie auf dem Kamm des Wiehengebirges in unmittelbarer Nachbarschaft der Südgrenze des Tieflandes, nur vereinzelte Quellflüsse greifen durch diese Schichtrippe hindurch ins Weserbergland hinein. Sie ändern aber nur wenig an der Größe des Einzugsbereiches, während dem Mittelemsgebiet durch die im Bergland fließende Oberhase allein 650 qkm verloren gehen. Erst im Norden, auf der Syker Geest, liegt ein großer Teil des linksseitigen Einzugsbereiches der Großen Aue außerhalb des Westfälischen Tieflandes, ich schätze ihn auf etwa 200—300 qkm.

Auffällig gering ist im Mittelwesergebiet die Größe des rechtsseitigen Einzugsbereiches. Bei einem Gebietsumfang von 3138 qkm entfallen auf die rechte Seite 997 qkm = 32 %, auf die linke hingegen 2141 qkm = 68 %. Dieses Verhältnis verschiebt sich im oberen Abschnitt noch mehr zugunsten der linken Seite. Bis zur Aue-Mündung empfängt die Weser nämlich von rechts nur noch die Gehle mit 148 qkm und die Bückeburger Aue mit 179 qkm, so daß auf den rechten Einzugsbereich 330 qkm = 16 % entfallen, während von links die Nebenflüsse Bastau, Oesper, Rottbach, Uchter Mühlenbach und Große Aue (ganz gerechnet) ein Gebiet von 1800 qkm = 84 % des Einzugsgebietes der oberen Mittelweser entwässern. Unter diesen Umständen ist es wohl angebracht, die der Mittelweser tributären Landschaften des Westfälischen Tieflandes unter der Bezeichnung oberes Mittelwesergebiet zusammenzufassen.

In der hydrographischen Gliederung des oberen Mittel-Wesergebietes wiederholt sich in gewisser Weise in spiegelbildlicher Anordnung das Mittelemsgebiet. Die Weser bildet mit ihrem Tal den nordwärts ziehenden Hauptsammler. Ihr fließen vom Mindener Flachland nur kleinere Bäche zu, deren Einzugsbereich von dem Nebenbachsystem der Großen Aue in einem großen Bogen in ähnlicher Weise umspannt wird wie das Plantlünner Aagebiet von der mittleren Hase. Nur fehlen zwischen beiden Gebieten so markante, wasserscheidende Höhen wie die Baccumer, Fürstenauer und Dammer Berge, an ihre Stelle treten hier die Uchter Böhrde und Moore.

¹¹⁰⁾ Die folgenden Ausführungen stützen sich ausschließlich auf Keller, Weser und Ems, 1901, Ed. I-IV.

Die obere Mittelweser läßt sich nach Laufentwicklung und Talgestaltung in zwei Abschnitte gliedern. Bei der obersten Strecke von der Porta bis nach Ovenstädt mißt der Lauf 22 km, das Tal 20 km und die Luftlinie 19,2 km, so daß sich die Laufentwicklung nur auf 10 % berechnet. Das Gefälle beträgt 0,298 pro Mille und unterscheidet sich nur um ein Geringes von dem Gefälle der unteren Abschnitte der Oberweser. Der Fluß bewegt sich in einem tiefen Bett, begleitet von der Talaue und zwei Terrassen, der Mittelterrasse und der besonders breiten Unterterrasse. Ehemals herrschte in diesem Abschnitt ein sehr geringes Gefälle infolge des Staus innerhalb der unteren Strecke, so daß sich ein breites Hochflutbett entwickelte. Nach Überwindung der stauenden Kreideklippen vergrößerte sich das Gefälle, der ehemals windungsreiche Lauf streckte sich und vertiefte sein Bett.

Im unteren Abschnitt beträgt das Gefälle immer noch 0,265 pro Mille, die Lauflänge berechnet sich auf 44,1 km, dagegen die Tallänge auf 28,3 km, so daß die Talentwicklung auf 55,8 % zu veranschlagen ist. Auf der Strecke Ovenstädt-Stolzenau steigt sie sogar auf 73 %. In großen Schlingen durchzieht die Weser hier ihre breite Talaue, die mit einer merklichen Steilstufe gegen die untere Terrasse absetzt, welche allmählich in die Talsandebene des Barenburger Tieflandes übergeht. Die Entstehung dieser Strecke hängt damit zusammen, daß die Weser hier, im Bereich des Rehburger Sattels, früher eine Reihe von Kreideklippen hat durchbrechen müssen. Die Ausräumung des Tales verlangsamte sich, wodurch sich das Talgefälle in diesem Abschnitt erhöhte, während es sich auf der obersten Strecke verminderte. Obgleich die Klippen und die damit verbundene Sohlenabstufung allmählich verschwanden, blieb doch noch die starke Neigung der Talsohle erhalten. Um nun das Gleichgewicht zwischen Gefällskraft und Arbeitsleistung wieder herzustellen, bildete der Fluß große Schlingen. Zugleich entstanden wiederholt Stromgabelungen, Nebenrinnen und Altwasserläufe, die heute zum Teil von kleinen Nebenbächen benutzt werden.

Zweifellos bilden die beiden Flußabschnitte mit ihren Talungen kleine, selbständige Formenlandschaften. Schwierig ist nur die Abgrenzung dieser Talandschaften nach außen. Bei den Gebirgsflüssen haben wir bisher ohne weiteres die Terrassen in die Flußtallandschaften einbezogen. Ein solches Vorgehen stößt bei der Mittelweser, wie überhaupt bei den großen Flachlandflüssen, auf gewisse Schwierigkeiten. Durchweg verzahnen sich die ausgesonderten Terrassen eng mit den Ebenheiten, den Geestplatten und Talsanden. So ist die Mittelterrasse, die nur noch in kleinen Resten vorgefunden wird, ganz ein Teil der Mindener Geest, und die ausgedehnte Niederterrasse geht ohne merkliche Grenze in die Talsandebene der Aue über. Ferner ist die Talaue hier so breit entwickelt und stellt zudem bodenmäßig einen besonderen Typ dar, daß man schon deshalb geneigt ist, sie als selbständige Formenlandschaft zu werten. Unter diesen Gesichtspunkten betrachtet, würde sich die im Westfälischen Tiefland gelegene Wesertalung im weiteren Sinne wie folgt aufgliedern lassen:

a) oberer Abschnitt:

1. Wietersheimer Weseraue mit den beiden Ausbuchtungen bei Minden und Wietersheim, reicht von der Porta bis nach Ovenstädt;
2. Lahdener Platte, umfaßt eine höhere Terrasse, vermutlich untere Terrasse; reicht von Dankersen im Süden (Löß) bis Ilvese im Norden (Endmoräne) und im Westen bis an den Schaumburger Wald;
3. die Mittelterrasse links der Weser gehört schon zu den Geest- und Lößplatten des Mindener Flachlandes.

b) unterer Abschnitt:

4. Schlüsselburger Weseraue von Ovenstädt bis Stolzenau; hier geht sie ohne merkliche Grenze in die Nienburger Weseraue über;
5. Stolzenauer Terrassen-Sandebene, umfaßt die Unterterrasse zwischen den Vogteimooren im Westen und der Weseraue im Osten;
6. Leeser Terrassen-Sandebene, östlich der Weser in gleicher Lage, ist aber nicht mehr zum Westfälischen Tiefland zu rechnen.

Bis zur Mündung der Großen Aue fließen der Weser nur kleine Nebenbäche zu. Von rechts laufen die Gehle und die Bückeburger Aue dem Fluß sehr lange parallel, ehe sie einmünden. Dagegen stoßen die linksseitigen Nebenflüsse, Bastau (77 qkm), Oespe (86 qkm), Rottbach und Uchter Mühlenbach (144 qkm) fast senkrecht auf die Weser und gleichen damit dem Werrelauf im Weserbergland. Wie weit bei ihrer Anlage tektonische Verhältnisse — Mulden- und Hebungsachsen streichen ebenfalls Ost-West — mitspielen, ist noch zu klären. Die durch die Nebenbachsysteme gegebenen Wasserscheiden sind für eine landeskundliche Gliederung fast bedeutungslos. Zudem sind sie zum Teil unscharf ausgebildet, entwässert doch z. B. die Flöthe sowohl zur Bastau wie zur Großen Aue.

Auch der größte Nebenfluß der Mittelweser, die 102 km lange Große Aue, spielt als Landschaftsordner nicht die Rolle wie die Hase im Emsgebiet. Ihre bedeutendsten Quellflüsse, der Große Diekfluß, die Aue selbst, sowie die Kleine Aue, reichen noch in das Weserbergland hinein. Die Große Aue entspringt sogar südlich der Wiehenkette in 100 m Höhe, durchfließt den Paß von Holzhausen, quert die Lüb-becker Fußfläche und erreicht nach einem Lauf von 14,9 km bei Fiestel (Flöthemündung) in 47 m Höhe das Westfälische Tiefland.

Bis Ströhen rechnet man im allgemeinen den Oberlauf. Hier vereinigen sich die fächerförmig angeordneten großen Nebenbäche (Diekfluß 230 qkm, Kleine Aue 88 qkm, Wickriede 164 qkm, Große Aue 137 qkm) und entwässern ein Gebiet von 632 qkm. Es deckt sich fast ganz mit jener Landschaft des Mindener Flachlandes, die wir schon des öfteren wegen ihrer Geestriedel und Flachmoorstreifen als selbständigen Kleinraum herausgestellt haben (Rahden-Diepenauer Geest). Die Abflußverhältnisse waren früher sehr schlecht, heute bestehen große Entwässerungsgenossenschaften. Das Gefälle der Großen Aue beträgt von der Flöthemündung bis zur Wickriede nur 0,43 pro Mille, so daß in früheren Zeiten die Wasser in breiten, zum Teil versumpften Wiesenmuldentälern träge dahinflossen. Dazu erhöhen die unterlagernden, tonigen Kreideschichten die Bodenfeuchtigkeit (stauende Nässe). So stellt das Mindener Flachland wohl eine Geestplatte dar, jedoch verdient sie im Gegensatz zu der Wildeshauser Geest unbedingt das Attribut feucht. In einer solchen Landschaft gewinnen naturgemäß die flachen, etwas trockeneren Bodenwellen für Besiedlung und Anlage der Felder erhöhte Bedeutung, und so ist in der heutigen Verteilung von Grasland und Acker, wie überhaupt in der gesamten kulturgeographischen Gefüge, leicht die bodenplastische Feingliederung zu erkennen und abzulesen.

Der Mittellauf der Aue reicht bis Steyerberg. Er liegt ganz im Barenburger Tiefland. Anfänglich zieht der Fluß noch nach Norden, folgend der allgemeinen Abdachung, um dann nach Osten abzdrehen und die Vogteimoore zu durchqueren. Im obersten Abschnitt wird der Einzugsbereich der Großen Aue beim Durchbruch durch die einstige Endmoränenkette Böhrde—Ströhen beidseitig zugunsten der Hunte und des Uchter Mühlenbaches erheblich eingeeengt. Bis zur Mündung der Wiete kurz vor Barenburg vergrößert sich das Auegebiet nur um 165 qkm, während es weiterhin bis Steyerberg um 1351 qkm zunimmt. Das Gefälle ist auch in der mittleren Aue noch sehr gering und fällt sogar von 0,273 pro Mille auf der Strecke Ströhen-Barenburg auf 0,191 pro Mille von Barenburg bis Steyerberg. Dem entspricht auch die

überaus schlechte Entwässerung der angrenzenden Talsandebenen, was wiederum die Bildung von Hoch- und Flachmooren begünstigte. — Die Hauptzuflüsse des Mittellaufs kommen von Norden, von der Syker Geestplatte. Durch sie wird unter anderem die nach Süden vorspringende Sulinger Geest in der gleichen Weise aufgliedert wie die Rhaden-Diepenauer Geestplatte.

Der 19,2 km lange Unterlauf der Aue ist sehr kurz, in ihm verstärkt sich endlich das Gefälle auf 0,318 pro Mille, und die Aue kann ihr Flußbett ein wenig eintiefen, ehe sie in 20,9 m Höhe die Weser erreicht.

Vergleicht man anschließend das Flußsystem der Aue und das der Hase hinsichtlich ihrer landschaftszusammenfassenden und landschaftsordnenden Bedeutung, dann ist festzustellen, daß das Hasesystem weit überlegen ist. Bei ihm lassen sich die Einzugsbereiche der jeweiligen Abschnitte ohne weiteres den schon bei der orographischen Beschreibung aufgestellten Gebieten zuordnen (Gebiet der Mittelhase = Bersenbrücker Land, Gebiet der unteren Hase = Lingener Land). Das ist bei dem Aue-System nur im beschränkten Umfange der Fall. Wohl liegt der obere Abschnitt im Mindener Flachland und der mittlere im Barenburger Tiefland. Aber diese Gebiete werden auch noch durch andere Flußsysteme entwässert. Nicht das Aue-System und seine Gliederung beherrschen die gebietsmäßige Differenzierung, sondern umgekehrt: die aus der Bodenplastik abgeleiteten Gebiete besitzen eine ihnen eigene Anordnung des Gewässernetzes, die sich bei allen Flußsystemen, an denen sie teilhaben, in gleicher Weise durchsetzt.

Das Hunte-Gebiet. Auf ihrem 188,7 km langen Laufe durchquert die Hunte mit 15,3 km das Weserbergland und mit 69,7 km das Westfälische Tiefland, so daß allein 75 km = 40% in Westfalen liegen. Dem entspricht ungefähr der westfälische Anteil am 2590 qkm großen Hunte-Niederschlagsgebiet. Von ihm entfallen etwa 1100 qkm = 43% auf Westfalen, und zwar sind daran das Weserbergland mit 200 qkm und das Westfälische Tiefland mit 900 qkm beteiligt.

Im allgemeinen rechnet man den Oberlauf der Hunte bis zum Eintritt in den Dümmersee, den anschließenden Mittellauf bis Oldenburg. Damit liegt der Schnittpunkt zwischen Ober- und Mittellauf in gleicher Höhe mit dem der Großen Aue, während bei der Hase die Grenze durch die ausstreichende Wiehenkette gegeben wird. Das ist sehr bezeichnend und vermittelt zugleich einen gewissen Hinweis für die gebietsmäßige Einordnung der Bohmter Sandebene. Sie gehört auch in hydrographischem Sinne noch zum Mindener Land, dessen Gewässernetz zumeist durch die Oberläufe der nach Norden gerichteten Hunte und Aue, sowie die ebenfalls nordwärts gerichteten Quellflüsse der Uchter Aue und den oberen Abschnitt der Mittelweser bestimmt wird.

Ein ähnlich bedeutsamer Schnittpunkt liegt im 117,7 km langen Mittellauf beim Eintritt der Hunte in die Wildeshauser Geest. Zwar setzt Keller ihn vor den Durchbruch durch die westlichen Ausläufer der Kellenberghöhen an die Mündung der Grawiede, doch erscheint mir nach den topographischen Verhältnissen und aus genetischen Gründen der Einschnitt weiter nördlich bei Barnstorf zweckmäßiger zu sein. Erst hier wendet sich die Hunte mit einem scharfen Knick nach Norden und durchfließt die Wildeshauser Geest in einem zum Teil sehr steilwandigen Tal. Beide Abschnitte sind auch genetisch zu trennen. Dienemann¹¹¹⁾ hat jüngst dargetan, daß der heutige Hunte innerhalb der Wildeshauser Geest durch eine sehr schmale, vermutlich saaleiszeitliche Schmelzwasserrinne vorgezeichnet ist. In der nachfolgen-

111) Dienemann, Durchbruchstal der Hunte, 1937.

den Periode wurde aber diese Rinne nach zwei Seiten entwässert. Bei Colnrade lag etwa, wie Schütte¹¹²⁾ annimmt, die Wasserscheide. Der nördliche Abfluß ging zur heutigen Unterhunte, der südliche in die Diepholzer Niederung. Sie war aber nicht, wie Schütte meinte, ein großes Stauseebecken, sondern die Hunte stand wahrscheinlich über die Barver Aue mit der Großen Aue und damit mit dem Mittelwesergebiet in Verbindung. Obere Hunte und oberer Abschnitt der Mittelhunte bildeten also zeitweilig mit der Großen Aue ein einheitliches Entwässerungssystem. Durch rückschreitende Erosion wurde dann das obere Huntegebiet an die untere Mittelhunte angeschlossen. Zugleich entwickelte sich im Wietingsmoor und in der Stemmer Niederung eine Wasserscheide gegenüber dem Gebiet der Großen Aue, so daß sie einstmals einheitliche Landschaft des Hunte-Aue-Tieflandes heute hydrographisch in zwei Gebiete gegliedert ist, in das Barenburger Tiefland im Osten und das Diepholzer Land im Westen.

Die Aufteilung des Huntelaufes und seiner Einzugsbereiche läßt sich noch verfeinern, wenn wir Richtung, Wasserführung und Talform beachten. Bei Wittlage verläßt die Hunte die Fußfläche des Weserberglandes und fließt bis Bohmte abwechselnd nord- und westwärts durch eine breite Niederung. Infolge des Staus bei Bohmte, hervorgerufen durch die dort einsetzende Engtalstrecke, ist das Gefälle dieses 11,2 km langen Abschnittes sehr gering, so daß Überschwemmungen und Flußverlegungen früher häufig waren und sich nur ein schwach angedeutetes Wiesenmuldental bilden konnte. Von Bohmte bis Hunteburg quert dagegen die Hunte in einem engen Tal auf einer 10,9 km langen Strecke mit einem Gefälle von 0,495 pro Mille die hier aufragenden Bodenschwellen, die letzten Ausläufer des Mindener Flachlandes. Bei Hunteburg tritt sie dann in die ausgedehnte Dümmeriederung ein, die sich nach Norden in die Diepholzer Sandebene fortsetzt. Heute erfolgt der Austritt aus dem Dümmer in vier Hauptwasserzügen: der alten Hunte, der Lohne, der Grawiede und des Ompteda-Kanals. Wahrscheinlich war die alte Hunte früher der wichtigste Vorfluter, heute ist die im Jahre 1587 begradigte Lohne bedeutender. Die beiden anderen Abflüsse wurden ebenfalls begradigt und zum Teil neu angelegt. Im natürlichen Zustande war die Diepholzer Talsandebene sicherlich ein schlecht entwässertes Bruchgebiet mit vielen flachen und ständig wechselnden Wasserläufen und einem hohen Grundwasserstand, so daß sie mit Recht als Sandniederung zu werten ist.

Bis unterhalb von Diepholz bildet die Hunte kein eigentliches Tal, erst unterhalb von Marien- und Jacobi-Drepper, beim Durchbruch durch die schon erwähnten Verbindungshöhen zwischen Kellenberg und Hoher Sühn, mit dem Beginn des vierten Abschnittes, hat die Hunte in die Talsandebene ein 1—2 m tiefes, mit Steilrändern versehenes Tal eingeschnitten. Bei Düste ist sogar schon eine Terrasse (untere Terrasse Dienemanns) festzustellen. In diesem Abschnitt, der der Barnstorfer Sandebene angehört, empfängt die Hunte ihren bedeutendsten Nebenfluß, die 27,8 km lange Barver oder Wagenfelder Aue. Sie entwässert ein Gebiet von 174 qkm. Ihr Gefälle ist sehr gering und der Abfluß äußerst mäßig, so daß ausgedehnte Flachmoore das mehr oder weniger deutliche Muldental begleiten (Barver Niederung).

Die Beschreibung des Gewässernetzes sollte nicht nur mit diesem an sich bekanntmachen, sondern sie war notwendig, um die Bedeutung des Gewässernetzes für eine naturräumliche Gliederung des Westfälischen Tieflandes ins richtige Licht zu rücken. Dreierlei ist in dieser Hinsicht hervorzuheben. Zunächst ist festzustellen, daß die von den Flüssen und Bächen gezogenen Liniensysteme sich durchweg sinnvoll in das bodenplastische Gefüge des Westfälischen Tieflandes einordnen lassen. Deshalb können zweitens die jeweiligen Flußeinzugsbereiche weitgehend zur Abgren-

112) Schütte, Geologie der Heimat, 1913.

zung von Landschaftsgebieten und teilweise sogar von Kleinlandschaften herangezogen werden. Darüber hinaus war es drittens möglich, den bislang nur mit Hilfe der Hoch- und Flachmoore definierten Formentyp der „Niederung“ zu erweitern und neben der „Moorniederung“ den bisher nicht beachteten Typ der „Sandniederung“ schärfer an Hand von Beispielen zu erläutern.

V. Bodenplastik und Naturräume

Wenn auch bei der Beschreibung der Geländeformen und des Gewässernetzes wiederholt auf ihre Bedeutung für die Abgrenzung von Landschaftsgebieten und für die Aufstellung der bodenplastischen Kleinräume hingewiesen wurde, so ist es doch notwendig, abschließend die Ergebnisse noch einmal zu überprüfen, um somit das eigentliche Ziel der Darstellung zu erreichen, nämlich den kleinsten, durch das Relief bestimmten Naturraum herauszustellen, zu benennen und in einen größeren Verband, in das Gebiet, einzuordnen.

a) Die bodenplastischen Raumtypen (Abb. 16, Tab. 15)

Die Einreihung der einzelnen bodenplastischen Kleinräume in die drei Gruppen: Vollformen, Hohlformen und Plattformen, wie sie bislang bei den drei andern Großlandschaften möglich war, stößt im Westfälischen Tiefland auf einige Schwierigkeiten. Am leichtesten und eindeutigsten sind die Vollformen zu erkennen. Zu ihnen sind zunächst die Schichtrücken der Stemmer und Bentheimer Höhen zu rechnen. Ferner gehören hierhin alle Stauchmoränen, die wegen ihrer Bedeckung ganz allgemein als Geesthöhen angesprochen werden können.

Schwieriger ist die Unterscheidung zwischen Ebenheiten und Hohlformen. In die Gruppe der Hohlformen sind ohne Vorbehalt jene Mulden einzuordnen, die sowohl genetisch wie orographisch dieser Form ohne weiteres entsprechen. Im Westfälischen Tiefland gehört dazu nur die zwischen dem Bentheimer und Ochtruper Sattel gelegene Brechtemulde. Auch rechne ich zu den Hohlformen alle großen Talungen, und zwar auch dann, wenn ihre Ufer, wie bei der Mittelems, von ausgedehnten Dünen besetzt sind und damit das Relief von Aufbauformen durch Vollformen bestimmt wird. Ebenso erscheinen die Talniederungen, die durchweg mit Flachmooren erfüllt sind, gegenüber den etwas höher gelegenen Talsandebenen zweifellos als Hohlformen. Aber auch die mit Bruch und Flachmoor bedeckten, zum Teil vom Wind ausgeblasenen Talsandebenen, die Niederungen, habe ich in diese Gruppe eingeordnet wie z. B. die Dümmer Niederung, obgleich hier der Charakter einer Hohlform schon abgeschwächt ist. Ähnliches gilt für die ehemaligen Gletscherzungenbecken. Streng genommen ähneln sie mit ihren Talsanden und den Alluvionen verschiedenster Art sowie den aufgehöhten Talformen den Ebenheiten. Da aber manche von ihnen allseitig von Geesthöhen und Geestplatten umgeben sind, erscheinen sie auch heute noch als Hohlformen. Als solche sind sie ja auch in genetischem Sinne zu deuten. Und zum letzten rechne ich zu den Hohlformen die Hochmoorniederungen. Wohl bilden die Hochmoore im natürlichen Zustand jene bekannten uhrglasförmigen Aufwölbungen, so, daß sie als Aufbauformen den Vollformen zuzurechnen wären. Doch ruhen sie meistens in Hohlformen und leiden unter allzugroßer Nässe, was für die räumliche Gliederung im Niederdeutschen Tiefland von ausschlaggebender Bedeutung ist. Zum dritten würde eine Zuordnung der Hochmoore zu den Ebenheiten oder Vollformen ganz unbefriedigend sein, wenn man einen Vergleich der Großräume untereinander durchführen will.

Alle übrigen Formen habe ich als Plattformen angesprochen. Es sind die Geestplatten, die Terrassenplatten und die meisten Talsandebenen. Auch die etwas

bewegteren Fuß- und Randflächen der Dammer Höhen, die Holdorfer Geest, sowie die mit Flottsand bedeckten Abhänge der Fürstenauer und Dammer Berge habe ich hier aufgeführt und ebenso die mit Lössanden bedeckte Hartumer Lößplatte.

Ordnet man nach diesen Gesichtspunkten die 48 ausgesonderten Kleinlandschaften, die eine Durchschnittsgröße von 140 qkm besitzen, dann entfallen auf die Hohlformen 22 = 46 %, auf die Plattformen (Ebenheiten) 16 = 33 % und auf die Vollformen 10 = 21 %. In der damit gegebenen Folge: Hohlform — Ebenheit — Vollform kommt das bodenplastische Gefüge des Westfälischen Tieflandes gegenüber der Westfälischen Bucht mit Plattform — Hohlform — Vollform trefflich zum Ausdruck. Aber auch seine Sonderstellung innerhalb des Nordwestdeutschen Tieflandes würde hiermit zahlenmäßig gut zu belegen sein. Zwar fehlen bislang für die anderen Großlandschaften Untersuchungen und Darstellungen in der hier vorgetragenen Art und Zielsetzung, aber schon ein flüchtiger Vergleich mit der benachbarten Wildeshäuser Geest oder mit der Lüneburger Heide bestätigen diese Auffassung.

Und noch ein weiterer Unterschied zur Westfälischen Bucht ist festzuhalten. Dort überschneidet sich die orographische Gliederung, abgeleitet aus dem präglazialen Relief, teilweise mit der durch die diluviale Überdeckung geschaffenen Einteilung. Dagegen laufen im Westfälischen Tiefland beide Erscheinungen weitgehend parallel. Löß- und Flottsandlandschaften sind gering an Zahl, insgesamt 3 = 6 %. Geestplatten und Geesthöhen entsprechen den sandig-lehmigen Grundmoränenlandschaften. Kleinlandschaften finden sich nur zweimal, während Ebenheiten und Hohlformen entweder mit Sand oder mit Mooren bedeckt sind. Mit Dünen besetzte Landschaften sind nur dreimal vertreten. Wichtiger und bedeutsamer ist hingegen der Wasserhaushalt des Bodens, der für den Bodentyp und die Pflanzenwelt entscheidend ist. Seine Beachtung führt zur Aussonderung der Niederung in der zweifachen Ausbildung als Sandniederung und als Moorniederung. Insgesamt zähle ich im Westfälischen Tiefland 8 Hochmoor-Niederungen und 5 Sand-Niederungen, zu denen noch 1 stark vernäßtes Becken und 3 sehr feuchte Talungen kommen, so daß sich die Zahl der Niederungen auf 17 = 36 % aller Kleinlandschaften erhöht (Tabelle 15).

Tabelle 15 Landschaftsgebiete und bodenplastische Raumtypen

	Landschaftsgebiet	Zahl	Vollformen			Hohlformen					Plattformen					
			Schicht- rücken	Geesthöhe	gesamt	Mulde	Talung	Sand- niederung	Moor- niederung	Becken	gesamt	Sandebene	Terrassen- platte	Geestplatte	Lößplatte	gesamt
1.	Bentheimer Land	4	1		1	1		1			2	1				1
2.	Plantlünner Land	5		1	1		1		1		2	2				2
3.	Lingener Land	7		2	2		1	2	1		4			1		1
4.	Bersenbrücker Land	8		2	2			1	1	1	3			1	2	3
5.	Diepholzer Land	8		2	2		1	1	3		5	1				1
6.	Mindener Land	9	1		1		2				2	1	1	3	1	6
7.	Barenburger Land	7		1	1		2		2		4		1	1		2
Westfälisches Tiefland		48	2	8	10	1	7	5	8	1	22	5	2	6	3	16

b) Die Landschaftsgebiete und ihre Naturräume (Abb. 10—16, 32, Tab. 15)

Für eine Zusammenfassung der 48 bodenplastischen Kleinräume zu Gebieten ist im Westfälischen Tiefland das Gewässernetz sehr geeignet. Nach seinen Einzugsbereichen und Liniensystemen können sieben Gebiete herausgestellt werden; jedes ist im Durchschnitt 970 qkm groß und umfaßt 7 Kleinlandschaften. Dennoch bezeichne ich die Gebiete nicht nach den Flüssen, sondern ziehe Ortschafts-, Kreis- oder Territorien-Namen vor, ohne mich jedoch an die damit gegebenen Verwaltungsgrenzen zu binden. Der Zusatz „Land“ wird also nicht im verwaltungsmäßigen, sondern im landes-, ja im landschaftskundlichen Sinne benutzt; das heißt: die Abgrenzung erfolgt unter Berücksichtigung der natürlichen Landeinheiten.

Bentheimer Land (1). Dieses Gebiet deckt sich mit dem Einzugsbereich der mittleren Vechte und umfaßt neben wenigen Gemeinden der westfälischen Kreise Ahaus und Steinfurt und der ostniederländischen Twente den überwiegenden Teil des Kreises Grafschaft Bentheim. Mit der hydrographischen Bindung an die Vechte wendet sich das Bentheimer Land ab von der nach Norden gerichteten Ems. Es ist verkehrsgeographisch ein Durchgangsgebiet nach den Niederlanden, gelegen an der Vechte, dem westfälischen Wege nach dem Westen.

Vier Formenlandschaften geben ihm sein Gepräge. Das Rückgrat bildet die Schicht-rückenlandschaft der Bentheimer Höhen mit ihren aus Sandsteinen aufgebauten dreischichtigen und den dazwischen- oder anliegenden Wealdenton-Platten des Bentheimer Waldes und des Samerotts. Im Süden wird diese Formengemeinschaft flankiert von der Mulde der Brechte, die durch die Wasserscheide Vechte-Ems gegen die Emstalung und durch die Scheide Dinkel-Vechte von der Gronauer Niederung getrennt wird. Im Norden dehnt sich die von wenigen Flach- und Hochmooren durchsetzte, sehr feuchte Nordhorner Sandebene aus, durchzogen von Vechte, Lee und Dinkel mit ihren überhöhten Ufern, die von einigen kleinen Dünen besetzt sind. Eingerahmt wird diese Ebene auf drei Seiten von Höhen, den Uelsener Höhen im Westen, den Bentheimer Höhen im Süden und den kleinen Emsbürener und Lohner Höhen im Osten, während im Norden das Bourtanger Moor abschließt, so daß die Nordhorner Sandebene einem sehr flachen Becken ähnelt.

Der Niederschlag beträgt nach den Angaben der fünf Stationen des Gebietes im Durchschnitt 715 mm. Das ist, bezogen auf die Höhenlage, etwas weniger als die theoretische Niederschlagsmenge. Für diese Tatsache sind die umgebenden Höhen, die an und für sich zwar unbedeutend erscheinen, verantwortlich zu machen. Besonders bei den drei Stationen Gronau, Laar und Georgsdorf, die hart am Ostrande der Oldenzaaler und Uelsener Höhen liegen, läßt sich diese Erscheinung beobachten (Gronau 709 mm [—21], Laar 676 mm [—33], Georgsdorf 686 mm [—31]). Dagegen erhalten die freier gelegenen Stationen im Durchschnitt 50—100 mm mehr Niederschläge (Nordhorn 729 mm = + 19 mm, Schüttorf 774 mm = + 44 mm). Trotzdem ist zu beachten, daß infolge der Nähe des Meeres die allgemeine Luftfeuchtigkeit sehr hoch ist und die durch das Relief bedingte Verteilung und Verminderung der Niederschlagsmenge in ihren Auswirkungen erheblich verwischt und aufhebt. — Auch im Jahresgang des Niederschlags zeigt sich deutlich der ozeanische Einfluß. Wohl schwankt bei den meisten Stationen das Maximum zwischen Juli und August. Dafür ist aber ein sehr bedeutendes Nebenmaximum im September und Oktober. Das heißt, die Herbstmonate bringen die meisten Niederschläge, die Frühjahrsmonate stehen erheblich zurück (Minimum März oder April). In den Wärmeverhältnissen gleicht das Bentheimer Land dem Westmünsterland, doch ist es infolge der nahen großen Moore frostgefährdeter.

Bodenmäßig ist das Gebiet sehr einheitlich. In den Sandebenen und Niederungen finden sich vorwiegend Heideböden und stark gebleichte, rostfarbene Waldböden, die

teilweise stark vernäßt sind. Ebenso sind organische Naßböden (Moore) häufig, und entlang den Flüssen ziehen sich Bänder mit schwach gebleichten, mineralischen Naßböden. Nur die Bentheimer Schichtrückenlandschaft fällt aus dem allgemeinen Rahmen. Die Schichtrippen, aus Sandstein aufgebaut, haben sandige und lehmig-sandige Bodenarten mit einem mäßig gebleichten, rostfarbenen Bodentyp. Dagegen findet sich in den niederen Lagen des Bentheimer Waldes und des Samerotts auf tonigen Bodenarten ein schwach gebleichter, nasser Waldbodentyp, der zum Teil auch in der Brechte entwickelt ist.

Pflanzengeographisch gehört das Bentheimer Land zur Eichen-Birkenwald-Region Niederdeutschlands, durchsetzt von Erlen-Auenwäldern, Brüchern und Mooren. Nur in den Bentheimer Höhen stockt auf den tonigen Böden ein Eichen-Hainbuchenwald, und auf den sandigen Rücken findet sich der hülsenreiche Eichen-Birkenwald, der auch im Osnabrücker Land und Tecklenburger Land anzutreffen ist. Das Getreidesystem ist sehr eintönig. Roggen übertrifft in der Nordhorner Sandebene mit über 80 % der Getreidefläche den Hafer um das Vierfache, nur in der Brechte und der Gronauer Niederung sinkt sein Anteil auf 70—65 %. Damit wird im Bentheimer Land das alte Einfeldsystem — wenn auch in etwas veränderter Form — angewandt.

Plantlünner Land (2). Dieses von der oberen Mittelems und dem Gewässernetz der Großen Aa zusammengefaßte Gebiet verdient eigentlich den Namen Flachland. Von den ausgesonderten fünf Formenlandschaften sind zwei sehr flache Hohlformen (eine Moor-Niederung und eine Flußtalung), zwei Ebenheiten (Sandebenen) und nur eine Vollform (Geesthöhe), die zudem peripher liegt. Auf Grund seiner Umrahmung durch die Baccumer Höhen im Norden, die Fürstenauer Höhen und den Gehm im Nordosten, den Schafberg im Süden und die Emsbürener Höhe (mit Steider und Haddorfer Höhe) im Westen hat man auch wohl von einem Plantlünner Becken gesprochen.

Die zentrale Landschaft ist die Plantlünner Sandebene mit ihren wenigen Geestinseln, den hier und da eingestreuten Flach- und Hochmooren und den mehr oder minder großen Dünenfeldern, durchzogen von parallel laufenden, nordwestwärts gerichteten Bächen, die auf den Mittellauf der Aa stoßen. Von ihr unterscheidet sich die buchtartig nach Osten vorgeschobene Settruper Sandebene nur durch das fächerförmig angeordnete Gewässernetz, den größeren Reichtum an Flachmooren und durch das Fehlen von Dünen. Erst mit den Volllager Mooren betreten wir eine besondere, gegen das Osnabrücker Hügelland vorgeschobene Niederung von starker, grenzbildender Kraft. Im Westen schließt sich an die Plantlünner Sandebene die von großen, geschlossenen Dünenfeldern begleitete Listruper Emstalung an, durch die wasserscheidende Emsbürener Geesthöhe von dem Vechtegebiet getrennt.

Der Niederschlag beträgt im Durchschnitt 720—740 mm. Er ist etwas höher als im Bentheimer Land und entspricht ganz der theoretischen Menge. Ebenso schwankt das Maximum zwischen Juli und August, ein Nebenmaximum liegt im Oktober. Auffällig ist die Verschiebung des Minimums in den Februar, was bei allen Stationen zutrifft. Über die Wärmeverhältnisse fehlen Angaben, sie werden sich nicht wesentlich von denen des Bentheimer Landes unterscheiden.

Auch bodenmäßig ist das Gebiet sehr einheitlich. Neben den wirtschaftlich bedingten Heideböden mit Ortsteinbändern finden sich stark gebleichte, rostfarbene Waldböden und ausgedehnte mineralische Naßböden. Auch fehlen anmoorige Böden und Hochmoore nicht. Diesen Gegebenheiten entspricht die natürliche Vegetation: Eichen-Birkenwald, Erlenauewald, Bruchwald und Hochmoorvegetation. Das Getreidesystem weist mit Roggen (60—80 %) und Hafer keine kleinlandschaftlichen Unterschiede auf.

Lingener Land (3). Dieses Gebiet ist identisch mit dem linken Einzugsbereich der unteren Hase und der oberen Mittelems. Nur im Süden greift es noch über die Wasserscheide der Baccumer Höhen hinaus und schließt diese ganz mit ein. Deshalb verdient es auch nicht den Namen Flachland. Nördlich des Rehburger Stauchmoränenstadiums gelegen, wird sein natürliches Gefüge in erster Linie bestimmt durch die Baccumer Geesthöhen und durch das Wettruper und Brögberner Becken, von denen ein jedes, durchsetzt von kleinen, unregelmäßig verteilten Geestinseln, ein eigenes Nebenbachsystem besitzt, das aber nicht fähig ist, alle Wassermengen abzuführen. Man könnte daher beide auch als Sandniederung bezeichnen.

Mit Annäherung an die Hase mehren sich die sonst geringen Dünenflächen; doch genügt ihre Zahl nicht, um entlang der Hase eine selbständige Formenlandschaft aussondern zu können. Erst die Felsler Geest hebt sich deutlich als sehr kleine Formenlandschaft heraus, die eigentlich schon dem Hümmling zuzurechnen ist. Die Funktion eines Grenzbildners übernimmt endlich im Osten die Niederung des Hahnen-Moores. Wie im Plantlünner Flachland schließt im Westen die dünenreiche Meppener Emstaltung das Lingener Land gegen das Bourtanger Moor ab, nur schaltet sich auf eine kurze Strecke die kleine Lohner Geesthöhe ein.

Für die Verteilung der Niederschläge ist die Lage zu den West- und Südwestwinden verantwortlich zu machen. Nur so erklärt es sich, daß Haselünne in unmittelbarer Nähe des Anstiegs zum Hümmling die höchsten Niederschläge (778 mm, + 61) erhält, während im Wettruper Becken nur 700 mm (Nandrup 696 mm, — 25 mm) fällt. Erst in dem nach Westen offenen Brögberner Becken und in der Meppener Emstaltung steigen die Niederschläge wieder auf 720—730 mm. Die gleichen Mengen scheinen auch auf den Baccumer Höhen zu fallen. Das Minimum des Niederschlags liegt bei allen Stationen — wie im Plantlünner Land — im Februar, das Maximum in den westlichen Landschaften im August, im Wettruper Becken im Juli. Gemeinsam ist allen Kleinlandschaften das Nebenmaximum des Oktobers. Die Messungen der Station Lingen ergaben: Jahresdurchschnittstemperatur 8,6°, Januar 1,0°, Juli 16,8°, Schwankung 15,8°, 10°-Tage 157, Frosttage 84, Eistage 18. Die Frostgefahr ist außergewöhnlich groß, eine Folge der Bodenverhältnisse. Auf den Geesthöhen dominiert der rostfarbene, stark gebleichte Waldboden, in den Niederungen nehmen (besonders in den Becken von Brögbern und Wettrup) stark gebleichte, mineralische Naßböden große Flächen ein. Sie sind heute weitgehend von Grünland besetzt. Der Eichen-Birkenwald ist neben den Auenwäldern und den Hochmooren die natürliche Waldgesellschaft. Heiden, bedingt durch Plaggenmahd und Weidgang, waren früher ebenfalls in großer Ausdehnung vorhanden, unter ihnen finden sich heute Ortsteinböden. Als Getreidegesellschaft gilt ganz allgemein Roggen-Hafer, wobei Roggen 60—80% der Getreidefläche einnimmt. Nur auf den Baccumer Höhen und im nördlich anschließenden Hümmling steigt sein Anteil auf 80% und mehr.

Bersenbrücker Land (4). Dieses Gebiet, das durchweg den Einzugsbereich der Mittel-Hase einschließt, bildete in der Verwaltung des Territoriums Osnabrück das Osnabrücker Nordland im Gegensatz zum Osnabrücker Südland, das die südlich des Osnings gelegenen Landstriche umfaßte. Doch da dieser Name nur zu verstehen ist aus der landschaftlichen Dreigliederung eines heute nicht mehr vorhandenen Territoriums, ziehe ich die zwar farblose, aber auch unverbindliche Bezeichnung Bersenbrücker Land vor, da der größte Teil des Gebietes heute noch zum Kreis Bersenbrück gehört und der Ort selbst gerade an der Hase-Pforte im Berührungspunkt der wichtigsten Kleinlandschaften liegt.

Das Gebiet zeichnet sich durch sein symmetrisches Landschaftsgefüge aus. Die bedeutendste Landschaft ist das Quakenbrücker Becken, ausgefüllt mit Talsanden und jungen Flußanschwemmungen, durchzogen von ausufernden, in überhöhten Betten

fließenden, sich ab und zu gabelnden Flüssen und Bächen. Im Norden wird das Becken von der Wildeshauser Geestplatte, im Südwesten von den Fürstenaauer Höhen und im Südosten von den Dammer Höhen begrenzt. Nur nach Süden ist durch die Hase-Pforte ein Verbindung mit der Bramscher Sandebene möglich, die in vielem ein verkleinertes Spiegelbild des Quakenbrücker Beckens darstellt. Nur sind hier die Flachmoore ausgedehnter und leiten im Osten zu der Niederung des Vördener Großen Moores über, das, obgleich es die Wasserscheide gegen die Hunte trägt, noch ganz zum Bersenbrücker Land gerechnet werden muß. Stört schon dieses Moor ein wenig das symmetrische Landschaftsgefüge, so wird die Asymmetrie noch verstärkt durch die beiden ostseitig gelegenen Flottsandlandschaften von Ankum und Damme und durch die Holdorfer Geest. Nur ihnen ist es zu verdanken, daß sich die reliefmäßig auszugliedernden vier bodenplastischen Kleinräume (zwei Geesthöhen und zwei Sandniederungen) auf acht erhöhen, wobei die Flottsandlandschaften und die Holdorfer Geest als Ebenheiten gerechnet werden können.

Klimatisch nimmt unter den Kleinlandschaften des Bersenbrücker Landes das Quakenbrücker Becken eine Sonderstellung ein. Es erhält die geringsten Niederschläge, 680—700 mm, und das Defizit berechnet sich auf 30—60 mm. Im allgemeinen liegt das Maximum im Juli, das Minimum im Februar, und es fehlt ein ausgeprägtes Oktober-Nebenmaximum. Das Klima des Beckens besitzt also infolge seiner Abgeschlossenheit gewisse kontinentale Züge. In der nach Westen und Südwesten offenen Bramscher Sandebene steigt der Niederschlag sofort auf 740 mm, das Maximum liegt im August, und auch das Oktober-Nebenmaximum ist gut ausgebildet. Auch die Geesthöhen erhalten wahrscheinlich auf ihren Westseiten höhere Niederschläge (780 mm). Nach den wenigen Stationen zu urteilen, liegt das Maximum im August, das Minimum im März oder sogar im April. Erst in den Landschaften der Ostseiten (Ankumer und Dammer Flottsandland) sinkt der Niederschlag wieder auf 730—750 mm, während der Jahresgang derselbe bleibt. Über die Wärmeverhältnisse gibt nur die etwas abseitig gelegene Station Lönigen Auskunft: Jahresdurchschnittstemperatur 8,3°, Januar 0,8°, Juli 16,6°, Schwankung 15,8°, 10°-Tage 153, Frosttage 88, Eistage 19. Besonders das Quakenbrücker Becken weist viele Frosttage auf.

Auch bodenmäßig bestehen zwischen den Kleinlandschaften manche Unterschiede. Im Quakenbrücker Becken sind vorherrschend mäßig gebleichte, mineralische Naßböden. Sie werden durchsetzt von kleinen Flecken stark gebleichter, rostfarbener Waldböden und, was sehr auffällig ist, von größeren Flächen mäßig gebleichter Waldböden, auf denen die Altfluren der Altbauern, die Esche, liegen. Gerade diesen Bodentypen verdanken die hase-nahen Landstriche ihre Fruchtbarkeit und die Bezeichnung Artland = Fruchtländ. Hier findet sich auch eine Roggen-Hafer-Weizen-Gesellschaft (Roggen 45—60%), während in den abseitigen Landstrichen ein Roggen-Hafer-System herrscht, wobei Roggen ebenfalls nur 45—60% der Getreidefläche einnimmt. Die Geesthöhen weisen hingegen mäßig bis stark gebleichte, rostfarbene Waldböden auf, deren Eichen-Birkenwald zum Teil verheidete, was wiederum die Bildung eines Ortsteinbodens veranlaßt. Hier ist das Roggen-Hafer-System mit 60% u. m. Roggen vorherrschend. Nur die Flottsandlandschaften von Ankum und Damme besitzen mäßig gebleichte, braune Waldböden und im natürlichen Zustand Eichen-Hainbuchenwald, der heute fast vollständig gerodet ist. Im Getreidebau halten sich Roggen und Hafer ziemlich das Gleichgewicht.

Diepholzer Land (5). Dieses Gebiet umfaßt den Einzugsbereich der oberen Mittel-Hunte. Es deckt sich weitgehend mit der alten Grafschaft Diepholz, während der heutige Kreis Grafschaft Diepholz weiter nach Osten ausgreift und den ehemaligen Kreis Sulingen einbezieht. Im Norden durch den allmählichen Anstieg zur Syker Geest, im Westen durch die Dammer Höhen, im Süden durch die Stemmer Berge

und nach Osten durch das Wietingsmoor abgegrenzt, bildet das ganze Gebiet eine einzigartige Niederung. Nur die kleine Geestplatte des Hohen Sühn und die Geesthöhen des Kellenberges erheben sich aus ihr um ein Weniges und bilden so das Rückgrat des Diepholzer Landes. Gegen Westen wird der Abschluß noch verstärkt durch die oldenburgisch-hannoverschen Grenzmoore, die als Hunte-Moore vom Dümmer bis nach Barnstorf reichen. An sie schließt sich südlich der Kellenberghöhen die Dümmer-Niederung, im Süden erfüllt mit Flachmooren und dem 1440 ha großen, sehr flachen Seebecken des Dümmer, im Norden bestehend aus einer von vielen Wasseradern durchzogenen Bruchniederung, aus der einige Talsandinseln, Ansätze für eine erste menschliche Besiedlung, herausragen. Nach Osten geht diese Landschaft ohne scharfe Grenze in die Hoch- und Flachmoor-Niederung des Stemmer und Geestmoores über, kurz als Stemmer Moore bezeichnet. Östlich der Kellenberghöhen schaltet sich zwischen ihnen und dem Wietingsmoor die Barver Niederung mit ihren Flachmooren ein, bis endlich mit der Barnstorfer Sandebene im Norden, die teilweise mit Dünen besetzt ist und einige Geest-Inseln aufweist, der Anschluß an die Syker Geestplatte gewonnen wird.

Für die Niederschlagsverhältnisse ist entscheidend die Lage östlich der Dammer Höhen. Allenthalben liegen die Niederschlagsmengen unter 700 mm und sinken sogar bis auf 620 mm im Osten. Das Defizit berechnet sich auf 50—120 mm. Das Maximum liegt im Juli, das Minimum im März, das Nebenmaximum wieder im Dezember, und die Herbstregen sind sogar den Frühlingsregen mengenmäßig unterlegen. Damit bilden innerhalb des Westfälischen Tieflandes die Dammer Höhen eine bedeutende Scheide zwischen der euatlantischen Klimaregion des Westens und der subatlantischen Klimaregion des Ostens. Das Diepholzer Land ist sozusagen der westliche Ausläufer des niederdeutschen Trockengebietes, das am Nordrande des Niederdeutschen Berg- und Hügellandes entlangzieht. Die Klimascheide läßt sich auch florengeographisch nachweisen. Nach Untersuchungen von Overbeck¹¹³⁾ ist westlich der Hunte bzw. der Dammer Höhen der vorherrschende Torfbildner der Gegenwart (Weißtorf) die Gruppe der *Sphagna cymbifolia* (*Sphagnum imbricatum* und *Sphagnum papillosum*). Sie charakterisiert die küstennahe Klimaregion. Östlich der Hunte (also schon im Diepholzer Land) herrschen *Sphagna acutifolia* vor. Diese kennzeichnen die weniger maritime Klimaregion des Binnenlandes.

Wie das Bersenbrücker Land, so ist auch das Diepholzer Land bodenmäßig sehr differenziert. Schon die ausgedehnten Kleinlandschaften der Moore setzen sich mit ihren organischen Naßböden — als rohes nasses Hochmoor, mäßig vererdetes Hochmoor und nasses Niederungsmoor — deutlich gegen die andern Kleinlandschaften ab. In der Dümmer-Niederung und der Barver Niederung herrschen hingegen schwach bis mäßig gebleichte mineralische Naßböden, durchsetzt von kleinen Sandinseln. Erst die Kellenberghöhen, der Hohe Sühn und die Barnstorfer Sandebene besitzen mäßig und stark gebleichte, rostfarbene Waldböden, und nur hier findet sich der typische Eichen-Birkenwald, der streckenweise der Heide Platz gemacht hat, die auch hier einen Ortsteinboden entwickelte. Das Getreidesystem ist sehr einheitlich, Roggen besetzt mehr als 60 % der Getreidefläche, und Hafer bildet die einzige Begleitpflanze.

Mindener Land (6). Zwei Tatsachen machen die Aufstellung dieses Gebietes notwendig, das als einziges im Westfälischen Tiefland nicht einem Flußbereich, sondern mehreren angehört. Einmal liegt es durchweg über 40 m und hält sich meistens in 50—60 m Höhe, zum andern macht sich hier der Kreide-Untergrund in allen Landschaften bemerkbar, entweder bildet er Bergrücken, erscheint in kleinen Bodenwellen und Kleihügeln, oder er bedingt eine mehr oder minder große Vernässung

¹¹³⁾ Overbeck, Moore Niedersachsens, 1939.

des Bodens. Hydrographisch ist dem Mindener Land insofern eine gewisse Gleichförmigkeit eigen, als es durchweg die nach Norden gerichteten Oberläufe der Hunte, der Großen Aue, des Uchter Mühlenbaches und den ebenso nordwärts ziehenden obersten Abschnitt der oberen Mittel-Weser und die ihm tributären, in diesem Fall ostwärts fließenden Nebenbäche umfaßt. Die Bezeichnung Mindener Land leitet sich her aus der überragenden Bedeutung der Stadt Minden und aus der früheren Zugehörigkeit eines großen Teiles dieses Gebietes zum ehemaligen Fürstbistum Minden. Nur im Westen wurde ihm der Besitz durch das Bistum Osnabrück und im Norden durch die Grafschaften Diepholz und Hoya und das nachfolgende Hannover streitig gemacht.

Flachheit ist der Grundzug des Mindener Landes. Von den ausgesonderten neun bodenplastischen Landschaften sind allein sechs Ebenheiten, dazu gesellen sich zwei Hohlformen und als einzige Vollform nur die Schichtstufenlandschaft der Stemmer Höhen. Die Abgrenzung und Aussonderung der teilweise sehr ähnlichen Kleinlandschaften ergab sich aus der Höhenlage, der Anordnung der Bodenwellen, den Gewässerlinien und der Bodenbedeckung. So streichen von Westen nach Osten links der Weser die mit Flach- und Hochmooren erfüllte Bastau-Niederung, die bodenmäßig begünstigte Hartumer Lößplatte, die hochgelegene, auf 60 m ansteigende, sandbedeckte Meßlinger Platte, die mit einem deutlichen Steilabfall am Ostrand des Heisterwaldes gegen die Weseraue absetzt und eine maßgebliche Wasserscheide trägt, sowie die Diepenauer Geest, die mit den kleinen, parallel verlaufenden, von Flachmooren begleiteten Muldentälern und den schmalen Geestriedeln ganz an die Sulinger Geest im Barenburger Land erinnert. Dagegen spiegelt die trapezförmige Rahdener Geest, deren Kleinrelief der Diepenauer Geest ähnelt, Einzugsbereich und Anordnung der drei bedeutendsten Aue-Quellflüsse, des Großen Diekflusses, der Großen und der Kleinen Aue, wider. Von dem lößbedeckten Lübbecke Vorland wird sie durch mehr oder minder deutliche, sehr schmale Flachmoorstreifen getrennt, die die Bastau-Niederung nach Westen fortsetzen, aber keine eigene Formenlandschaft darstellen.

Im Nordwesten schließt sich die Kleilandschaft der Stemmer Höhen an, deren Steilabfall nach Süden gerichtet ist und die von schmalen Fußflächen begleitet wird. Die Grenzlandschaft im Westen bildet endlich die Bohmter Sandebene. Hier gewinnen versumpfte und vermoorte Niederungen schon erheblich an Ausdehnung, besonders im Süden und Osten (Leverner Bruch). Aus ihnen erheben sich kleine Talsandinseln und einige von Kreide aufgebaute Bodenwellen. Mit einem gewissen Recht könnte man diese Kleinlandschaft auch als Sandniederung ansprechen.

Endlich sind noch die Wietersheimer Weseraue mit ihren beiden Ausbuchtungen und die Lahder Platte östlich der Weser zu nennen. Beide ziehen, entsprechend ihrer Zugehörigkeit zur Wesertalung, von Süden nach Norden und bilden eine besondere Landschaftsgruppe, die aber noch zum Mindener Land zu rechnen ist.

Klimatisch gleicht das Mindener Land ganz dem Barenburger Tiefland. Es gehört wie dieses zur niederdeutschen Trocken-Region. Die Niederschlagsmengen liegen durchschnittlich bei 650 mm, im Westen sind sie etwas höher (680 mm) und sinken nach Osten auf 600 mm. Die Station Lahde hat mit 594 mm den geringsten Niederschlag in Westfalen. Entsprechend wird auch das Defizit von Westen nach Osten größer (Brockum an den Stemmer Höhen —50 mm, Lahde östlich der Weser —140 mm). Zugleich macht sich auch die Leewirkung der Wiehenkette bemerkbar. Sie ist besonders spürbar in den gebirgsnahen Landschaften. So haben Levern und Rahden bei einem Niederschlag von 645 mm doch schon ein Defizit von —100 mm. Auch im Jahresgang zeigt sich die Zugehörigkeit zum niederdeutschen Trockengebiet. Im Juli liegt das Maximum, im Februar das Minimum, nur am Westrand der Stemmer Höhen (Bockum) rückt es in den März.

Die Bodenarten wurden schon bei der Beschreibung der Formenlandschaften kurz skizziert. Die Böhmer Sandebene besitzt stark gebleichte, rostfarbene Waldböden, die teilweise durch Plaggendüngung verändert und aufgehöhht wurden. Entlang den Flüssen finden sich mineralische Naßböden. Auch die Heide hat hier größere Flächen eingenommen und einen Ortsteinboden entwickelt, der teilweise durch Grund- und Bodenwasser verändert wurde. Roggen nimmt hier 60—80 % der Getreidefläche ein, Hafer ist die einzige Begleitpflanze. — In den Stemmer Höhen bedeckt den Kern, die Stemmer Berge im engeren Sinne, ein entarteter Humuskarbonatboden, auf dem ein Eichen-Buchen-Mischwald stockt. Daran legt sich im Nordwesten und Norden ein schmaler Streifen stark gebleichter, rostfarbener Waldböden (z. T. Heideboden), während im Südwesten und im Süden in lehmigen Sanden ein schwach gebleichter, rostfarbener Waldboden oder sogar im Südosten ein schwach bis mäßig gebleichter, brauner Waldboden entwickelt ist. Hier stockte einst ein Eichenhainbuchenwald, der weitgehend gerodet wurde. Die Getreidegesellschaft ist Roggen-Hafer-Weizen. Die Rahdener Geest ähnelt in vieler Hinsicht der Böhmer Sandebene. Neben mineralischen Naßböden in den Talauen beherrscht der mäßig bis stark gebleichte, rostfarbene Waldboden die Geestriedel. Nur im Süden macht sich der mergelige Kreide-Untergrund als Wasserstauer bemerkbar. Nasse Waldböden und schwach gebleichte, rostfarbene Waldböden sind hier am meisten verbreitet. Diese Zweiteilung der Rahdener Geest zeigt sich auch im Getreidebau: im Norden Roggen-Hafer, im Süden Roggen-Hafer-Weizen, wobei Roggen in beiden Fällen 60—80 % der Getreidefläche einnimmt. Erst die Diepenauer Geest kennt nur stark gebleichte, rostfarbene Waldböden. Hier findet sich nur Roggen-Hafer, und Roggen nimmt sogar über 80 % der Fläche ein. Die Meßlinger Platte hat vorzugsweise schwach gebleichte, rostfarbene Waldböden und nasse Waldböden mit Roggen-Hafer-Weizen (Roggen über 60 %). Die gleiche Getreide-Gesellschaft begegnet uns auch auf der Hartumer Lößplatte mit ihren schwach gebleichten, braunen Waldböden, die sich in den lößähnlichen lehmigen Sanden entwickelt haben (Eichen-Hainbuchenwald). Die Bastau-Niederung besitzt organische Naßböden (kleine Hochmoorreste und ausgedehnte Niederungsmoore), auf denen sich heute Grasländereien ausdehnen. Die Wietersheimer Weseraue weist indessen mineralische Naßböden auf, die einesteils mäßig gebleicht, andernteils in der Entwicklung zum braunen Waldboden begriffen sind. Hier ist deshalb auch die Roggen-Hafer-Weizen-Gesellschaft zu finden, bei der Roggen nur 45—60 % der Fläche einnimmt. Zuletzt gleicht die Lahder Platte mit ihren lehmigen Sanden und den schwach gebleichten braunen Waldböden der Hartumer Lößplatte und trägt daher auch die gleiche Waldgesellschaft (Eichen-Hainbuchenwald) und Getreidegesellschaft (Roggen-Hafer-Weizen), wobei jedoch der Roggen wieder 60—80 % der Getreidefläche besetzt.

Barenburger Land (7). Dieses Gebiet, das zum großen Teil durch den Mittellauf der Großen Aue entwässert wird und mit dem alten Verwaltungsbezirk Oberhoya identisch ist, ähnelt in seinem Aufbau sehr dem Diepholzer Land. Wie dieses verdient es mit Recht die Bezeichnung Tiefland. Die zentrale Landschaft ist hier die Geest- und Stauchmoränen-Höhe der Börde. Sie wird von drei Niederungen umrahmt. Im Norden und Osten erstrecken sich quer durch die Auetalung die Vogtei-Moore, aufgelöst in fünf Hochmoorkomplexe, breit entwickelt im Norden und allmählich sich verschmälernd nach Süden. Im Südwesten bilden die kompakten Uchter Moore, durchsetzt von einigen baumbestandenen Sandinseln, gegen das Mindener Flachland eine wirkungsvolle Grenzlandschaft. Endlich umschließt im Westen die Ströhener Aue-Niederung, ausgefüllt mit ausgedehnten Flachmooren, aus dem mehr oder minder große Talsandflächen herausragen, in einem Viertelkreis die Uchter Moore und die Börde. Diese vier Kleinlandschaften bilden eine kleine landeskundliche Einheit für sich, das sogenannte Uchter Land.

Die anderen drei Kleinlandschaften leiten schon zu den benachbarten Großräumen über. So ist die Sulinger Geest mit ihren schmalen Geestriedeln und Flachmoorstreifen in den Wiesenmuldentälern formenkundlich schon ein Glied der Syker Geest. Nur fehlt ihr die dort vorhandene ausgedehnte Flottsanddecke, und sie liegt durchweg um 20 m tiefer. Der begrenzende Geländeabfall von 60 auf 40 m verläuft etwa von Nordwesten nach Südosten, von Stocksdorf über Anstädt nach Sulingen. — Ebenso gehört die Stolzenauer Ebene im Osten schon zum Teil zur Wesertalung. Doch halte ich die Aufstellung eines selbständigen Gebietes im oberen Abschnitt der Mittelweser nicht für angebracht, obgleich klimatische, bodenmäßige und pflanzengeographische Besonderheiten dafür sprechen würden. Schon die Einordnung der Terrassen, die sich hier mit den angrenzenden Geestplatten und Talsandebenen aufs innigste verzahnen, würde manche Schwierigkeiten bereiten. Zudem habe ich im Barenburger Tiefland nur noch die Schlüsselburger Weseraue zum Westfälischen Tiefland geschlagen, während im Mindener Flachland auch die rechtsseitig gelegene Unterterrasse der Lahder Platte bis zum Schaumburger Grenzwald einbezogen wurde. So umfaßt das Westfälische Tiefland keineswegs die gesamte Wesertalung im weiteren Sinne, wie überhaupt die Ostgrenze hier nicht nach einheitlichen Gesichtspunkten geführt werden kann. Erst eine spezielle Untersuchung des Gebietes diesseits und jenseits der Weser wird Klarheit schaffen können.

Für das Barenburger Tiefland ergeben sich somit sieben bodenplastische Kleiräume, davon ist nur eine als Vollform zu werten, vier sind Niederungen und zwei Ebenheiten, so daß das Barenburger Land als Flachland, ja sogar als Niederung bezeichnet werden kann.

Niederschlagsmäßig ist das Barenburger Land ein relatives Trockengebiet. Die Niederschlagsmengen liegen bei allen Stationen unter 650 mm und sinken nach Osten, zur Schlüsselburger Weseraue, sogar auf 610—620 mm. Erst nach Norden, zur Syker Geest, verzeichnet die Station Stadt auf der Sulinger Geest 670 mm. Entsprechend ist das Defizit im allgemeinen sehr hoch. Schon in der Börde beläuft es sich auf —80 bis —100 mm, und in der Schlüsselburger Weseraue beträgt es sogar —110 mm. Auch der Jahresgang des Niederschlags mit dem Maximum im Juli und dem Minimum im Februar (ohne Herbstregenüberschuß) beweist die Zugehörigkeit des Barenburger Landes zur niederdeutschen Trocken-Region. — Eine kleinlandschaftliche Differenzierung ist bei dem Mangel an Stationen schwer nachzuweisen. Im allgemeinen nehmen die Niederschläge von Westen nach Osten ab. Die Schlüsselburger Weseraue und die Stolzenauer Ebene sind die niederschlagsärmsten Landschaften Westfalens. Der Einfluß der Moore zeigt sich vor allem in den Feuchtigkeits- und Frostverhältnissen. Doch liegen genaue Angaben nicht vor. Die Station Nienburg (30 m) gibt folgende Zahlen: Jahresmittel 8,5°, Januar 0,6°, Juli 17,1°, Schwankung 16,5°, 10°-Tage 158, Eistage 16, Frosttage 76.

Dagegen passen sich die Bodenverhältnisse sehr klar in die Kleinlandschaften ein. Die hochgelegenen Landschaften der Börde und der Sulinger Geest tragen mäßig und stark gebleichte, rostfarbene Waldböden mit dem entsprechenden Eichen-Birkenwald und der Calluna-Heide (Ortsteinboden). Nur ist die Sulinger Geest stärker als die Börde mit organischen und mineralischen Naßboden-Streifen durchsetzt, und bei Sulingen selbst findet sich sogar ein mäßig gebleichter, brauner Waldboden auf flottsandähnlichem Boden. Die Moorniederungen besitzen hingegen ausschließlich organische Naßböden (Hochmoore und randliche Flachmoore). In der Ströhener Aue-Niederung ist in der flußnahen Talaue mäßig gebleichter, mineralischer Naßboden vorherrschend, der nach außen von mäßig vererdeten Niedermoores abgelöst wird. Hier und da sind kleine Flächen stark gebleichter, rostfarbener Waldböden eingestreut, die aber ebenfalls durch Grund- und Bodenwasser verändert wurden und sehr naß sind. Die Stolzenauer Ebene besitzt einesteils auf lehmigen

Sanden mäßig gebleichte, rostfarbene Waldböden, zum andern schwach gebleichte, braune Waldböden (Eichen-Hainbuchenwald). Alle Bodentypen sind sehr feucht und leiden unter Nässe. Die Schlüsselburger Weseraue hat hingegen tonige und sandig-tonige Bodenarten, die zum Typ des mineralischen Naßbodens in der Entwicklung zum braunen Waldboden (Aueboden) umgebildet wurden und werden.

Die bodenmäßige Differenzierung spiegelt sich auch im Getreidebau. In den Sandlandschaften findet sich das Roggen-Hafer-System, wobei Roggen 60—80 % der Getreidefläche einnimmt. Nur in der Stolzenauer Ebene und in der Schlüsselburger Weseraue gesellt sich dazu der Weizen als zweite Begleitpflanze (Roggen[60—80 %]-Hafer-Weizen).

Rückblick und Zusammenschau

Die Darstellung der „Bodenplastik und Naturräume Westfalens“ erwuchs aus Aufgaben und Zielsetzungen der geographischen Landesforschung, die einerseits landschaftlich bemerkenswerte Erscheinungen und Komplexe nach Form und Funktion sowie Entstehung und Verteilung untersucht, andererseits danach strebt, erdräumliche Einheiten nach ihrer dinglichen Erfüllung, ihrer inneren Wechselwirkung und ihrem Gefüge abzugrenzen, zu begründen und zu ordnen. Mein Bemühen war es, für Westfalen eine naturräumliche Gliederung unter Beachtung der natürlichen anorganischen und organischen Phänomene durchzuführen. Vorrang hatte dabei die durch Relief und Gewässer bestimmte Bodenplastik. Von ihr aus wurde das Grundgerüst im großen und im kleinen entwickelt und versucht, ein hierarchisches System der Raumeinheiten aufzustellen (Tab. 16, Abb. 16 a).

Das vorgegebene Untersuchungsgebiet Westfalen — eine landeskundliche Einheit — hat teil an 2 bodenplastischen Regionen: an der niederdeutschen Tieflandsregion und der mitteldeutschen Berglandsschwelle, dem sog. Mittelgebirge. Maßgebend ist also in erster Linie die absolute Höhenlage, wenn auch die Grenze in unserem Falle nicht durch eine bestimmte Isohypse zu ziehen ist. Bauplan und Baustil ermöglichten eine weitere Gliederung in Unterregionen: Stauchmoränen und Schichtbecken im Tiefland, Bruchfalten-Bergland des Niederdeutschen Berg- und Hügellandes und Rumpfgebirge des Rheinischen Schiefergebirges in der Schwellenregion. Die nächstfolgende Einheit, der große Naturraum, ergab sich aus der Lage in den hydrogeographischen Systemen. Während die Bucht zugleich Unterregion und Großraum ist, liegt das Westfälische Tiefland zwischen Vechte/Ems und Mittelweser, das Südergebirge zwischen Möhne/Ruhr und Sieg/Oberlahn und das Weserbergland westlich der Oberweser.

Endlich ergab sich der bodenplastische Kleinraum — und das ist das Kernstück der Untersuchung — aus den orographischen Großformen des Naturraumes, d. h. es entspricht das kleinräumige Gefüge dem Großformengefüge des übergeordneten Naturraumes. Diese innere Beziehung und die Einbettung des Kleinraumes in den jeweiligen Großraum war stets im Auge zu behalten bei dem Versuch, eine Typologisierung und Parallelisierung der bodenplastischen Kleinräume durchzuführen.

Dementsprechend konnten in allen Räumen unter den drei Kategorien Vollformen, Hohlformen und Plattformen insgesamt 22 Typen unterschieden werden (Abb. 16 b). Wie Tabelle 16 zeigt, sind in den einzelnen großen Naturräumen nur wenige Typen vertreten: im Tiefland 11, in der Bucht 11, im Weserbergland 13 und im Südergebirge 11.

In der Namengebung wurde zumeist im Grundwort die Großform angesprochen; hin und wieder wurde diese dagegen erweitert durch Hinweise auf die Bodenbeschaffenheit (wie Sand oder Löß) und die Bodenfeuchtigkeit (wie Geest oder Niederung). Überkommene Landschaftsnamen (wie Davert, Senne, Brechte, Ebbe, Homert u. a.) wurden dann beibehalten, wenn ihr Geltungsbereich in etwa den bodenplastischen

Kleinraum umfaßt. Topographische Kennzeichnungen erfolgten nach Orten, Städten und Marktflecken, die einigermaßen zentral liegen; nur selten wurden Flußnamen benutzt.

In dieses „hierarchische System“ der naturräumlichen Gliederung mit Region, Unterregion, Naturraum (= Großraum) und Kleinraum sind noch 2 landeskundliche Be-

Tabelle 16 **Bodenplastische Räume und wichtige Relieftypen**

Region		Tiefland		Mittelgebirge	
Unterregion	Stauchmoränen	Schichtbecken	Bruchfalten-Bergland	Rumpfgebirge	
Naturraum	Westfälisches Tiefland	Westf. Bucht	Weserbergland	Südergebirge	
Relieftyp	11	11	13	11	
Vollform	1. —	Bergschwelle	—	Höhenschwelle	
	2. —	—	Schichtrippe (Egge)	—	
	3. Schichtrücken	Landrücken	—	—	
	4. —	—	Bergland	Bergland	
	5. —	Hügel/Kuppe	Hügelland	Hügelland	
	6. Geesthöhe	—	—	—	
	7. —	—	Kuppe	—	
Hohlform	8. —	—	—	Kammer	
	9. Flachmulde	Flachmulde	Flachmulde	Rumpfmulde	
	10. —	—	Senke	Senke	
	11. Becken	—	Talbecken	Becken	
	12. Talung	Talung	Talung	Talung	
	13. —	—	Talweitung	—	
	14. Sandniederung	Niederung	—	—	
	15. Moorniederung	—	—	—	
Plattform	16. —	Bergebene	Bergebene	Hochfläche	
	17. Lößplatte	Platte	Bergplatte	Platte	
	18. Terrassenplatte	—	—	Terrassenplatte	
	19. —	—	Fußfläche	—	
	20. —	Flachwelle	Flachwelle	—	
	21. Sandebene	Sandebene	—	—	
	22. Geestplatte	Geestplatte	—	—	

griffe eingeschaltet. Zunächst der Begriff „Westfalen“, der nicht im administrativen und kulturgeographischen Sinn gebraucht wird. Vielmehr erfolgte die Abgrenzung dieses Raumes entsprechend der physiogeographischen Fragestellung unter Beachtung der bodenplastischen Großräume. Nur an der Westgrenze wurden gemäß dem Verlauf der Staatsgrenze Kleinräume benachbarter, schon anders gearteter Naturräume mit einbegriffen, in den Abbildungen durch besondere Signatur gekennzeichnet.

Die Einschaltung des zweiten Begriffes „Landschaftsgebiet“ veranlaßten verschiedenartige Kriterien. Durchweg umfaßt ein Landschaftsgebiet mehrere bodenplastische

Kleinräume, die entweder spezifische Erscheinungen gemeinsam haben, oder deren räumliche Anordnung in genetischem Zusammenhang steht. So entschied im Südergebirge vor allem das Gewässernetz über die Aufstellung der 13 Gebiete. Das gleiche gilt für das Westfälische Tiefland mit seinen 7 Gebieten. Indessen konnten die Wasserscheiden an sich dabei nicht grenzbildend sein, sondern entscheidend war stets die Grenze des zugeordneten Kleinraumes. Im Weserbergland mit seinen 8 Gebieten war das Gewässernetz nicht zu verwenden, hier entschied die Lage und die durch sie bedingte Abstufung des Klimas und der Vegetation von Nordwesten nach Südosten, sowie das durch die Kleinräume gegebene bodenplastische Gefüge. Ähnliches gilt für die 9 Gebiete der Westfälischen Bucht, wo besonders die Verteilung der Bodenarten im Verein mit der Vegetation und den Bodentypen Anhaltspunkte für die gebietliche Gliederung gaben. Nur in einigen Fällen konnte das Gewässernetz dafür dienlich sein. Bei der Benennung der Landschaftsgebiete wurde nur in seltenen Fällen ein formenbeschreibendes Grundwort verwandt (wie Paderborner Hochfläche, Astengebirge oder Lipper Bergland); vorgezogen wurde die Bezeichnung „Land“ bzw. „Gebiet“. Das jeweilige Bestimmungswort richtet sich zumeist nach Territorialnamen oder Hauptorten, wobei vielfach nach der Himmelsrichtung differenziert wurde.

Die bisher differenzierend-analytische Methode erbrachte für den Raum Westfalen auf dem Hintergrund der Bodenplastik 4 Großräume, 37 Landschaftsgebiete und 270 Kleinräume. Diese Räume verschiedenster Ordnung, charakterisiert nach Relieftyp, Untergrund und Flußsystem, werden erst zu echten Naturräumen, wenn auch die anderen natürlichen Phänomene der Atmosphäre und Biosphäre miteinbezogen werden. Da diese anderen Gesetzmäßigkeiten als die Litosphäre und die Hydrosphäre unterliegen, schaffen sie oftmals eine andere Zuordnung als die Bodenplastik allein. Freilich bleibt das bodenplastische Grundgerüst bestehen, so daß man bei einer synthetischen Gesamtschau die bodenplastischen Kleinräume als statistische Einheiten zugrunde legen kann, um von hier aus das Gefüge und die Zuordnung der großen Naturräume Westfalens abschließend aufzuzeigen (Tab. 17).

Nach der Höhenlage, dem Untergrund, der Jahresmenge des Niederschlags und der Landnutzung als Ausdruck von Vegetation und Boden sehr einheitlich, erhält das Westfälische Tiefland seine regionale Differenzierung einmal durch seine 3 Flußsysteme, zum andern durch die jahreszeitliche Verteilung des Niederschlages und die klimatische Zweiteilung, die sich zeigt in dem euatlantischen August- und dem subatlantischen Juli-Maximum.

Differenzierter ist die Westfälische Bucht. Nach der Höhenlage hat sie teil an der Tief-, Unter- und Oberstufe, zum weitverbreiteten Quartär gesellt sich auch die Oberkreide mit ihren kalkigen und lehmigen Böden auf zahlreichen Platten und Ebenen, so daß im Feldbau neben dem Roggen auch Hafer und Weizen die Getreidefläche bestimmen; klimatisch gehört gut ein Drittel der Kleinräume zum euatlantischen August-Maximum und die Jahresmenge des Niederschlags steigt in mehr als 50 Prozent der Kleinräume schon auf 75—100 cm. Die reichste Gliederung bringen die Flußsysteme mit ihren drei auseinanderstrebenden Richtungen.

Das Weserbergland, nach der Höhenlage fast hälftig geteilt in ein Unterland und ein Oberland, zeigt die größte Mannigfalt im Untergrund und in der Formenwelt, dem ein rascher Wechsel der Bodenarten und der Bodennutzung mit zahlreichen kleinen Waldlandschaften entspricht. Zu dem euatlantischen August-Maximum und dem

Tabelle 17

Die Naturräume Westfalens, Gefüge und Zuordnung

		Tiefland		Bucht		Weser- bergland		Süder- gebirge		Summe		
Kleinräume		Zahl	%	Zahl	%	Zahl	%	Zahl	%	Zahl	%	
Relief- typ	Vollform	11	22,0	20	29,0	39	54,0	34	43,0	104	38,0	
	Hohlform	22	44,0	19	28,0	21	29,0	27	34,0	89	34,0	
	Plattform	17	34,0	30	43,0	12	17,0	18	23,0	77	28,0	
Untergrund / Formationen	Quartär	48	96,0	44	63,0	28	39,0	11	14,0	131	48,0	
	Oberkreide	1	2,0	24	35,0	1	1,0	—	—	26	9,0	
	Unterkreide	1	2,0	1	2,0	9	13,0	—	—	11	4,0	
	Jura	—	—	—	—	7	10,0	—	—	7	3,0	
	Keuper	—	—	—	—	13	18,0	—	—	13	5,0	
	Muschelkalk	—	—	—	—	13	18,0	—	—	13	5,0	
	Karbon	—	—	—	—	1	1,0	15	19,0	16	6,0	
	Devon	—	—	—	—	—	—	45	57,0	45	17,0	
	Massenkalk	—	—	—	—	—	—	8	10,0	8	3,0	
Flußsystem	Rhein	—	—	31	45,0	—	—	63	80,0	94	35,0	
	Ijssel	—	—	4	6,0	—	—	—	—	4	2,0	
	Vechte	6	12,0	3	4,0	—	—	—	—	9	3,0	
	Ems	15	30,0	16	23,0	16	22,0	—	—	47	17,0	
	Weser	25	50,0	—	—	49	68,0	9	11,0	83	31,0	
	Flußscheide	4	8,0	15	22,0	7	10,0	7	9,0	33	12,0	
Jahr	50—75 cm	47	94,0	32	48,0	19	27,0	3	4,0	101	37,0	
	75—100	3	6,0	37	52,0	50	69,0	33	42,0	123	46,0	
	100—150	—	—	—	—	3	4,0	43	54,0	46	17,0	
Niederschlag	Luv/Stau	21	42,0	31	45,0	41	57,0	61	77,0	154	57,0	
	Lee/Föhn	29	58,0	38	55,0	31	43,0	18	23,0	116	43,0	
	Max.	Juli	23	46,0	47	68,0	17	69,0	32	41,0	152	56,0
		August	27	54,0	22	32,0	50	24,0	—	—	66	25,0
		Dezember	—	—	—	—	5	7,0	47	59,0	52	19,0
	Min.	Februar	28	56,0	—	—	7	10,0	—	—	35	13,0
		März	15	30,0	16	23,0	29	40,0	17	21,0	77	29,0
		April	7	14,0	48	70,0	21	29,0	25	32,0	101	37,0
		Mai	—	—	5	7,0	15	21,0	37	47,0	57	21,0
Nutzung / Feldbau	Roggen	36	72,0	41	59,0	33	46,0	18	23,0	128	47,0	
	Weizen/W.-Gerste	—	—	4	6,0	10	14,0	2	2,0	16	6,0	
	Hafer	—	—	16	23,0	6	8,0	41	52,0	63	23,0	
	Wald	8	16,0	6	9,0	23	32,0	18	23,0	55	21,0	
	Moor	6	12,0	2	3,0	—	—	—	—	8	3,0	
Höhen- lage	Tiefstufe	50	100,0	14	20,0	—	—	—	—	64	23,0	
	Unterstufe	—	—	50	73,0	39	54,0	26	32,0	115	43,0	
	Oberstufe	—	—	5	7,0	33	46,0	42	53,0	80	30,0	
	Hochstufe	—	—	—	—	—	—	11	14,0	11	4,0	
Kleinräume		50		69		72		79		270		
Landschafts- gebiete		7		9		8		13		37		

überwiegenden subatlantischen Juli-Maximum gesellt sich entsprechend der Zunahme des Niederschlags über 100 cm auch ein Dezember-Maximum.

Hydrographisch fast ganz dem Rhein zugewandt und im Untergrund beherrscht von paläozoischen Schichten des Devons und Karbons, zeigt das Südergebirge nach der Höhenlage die ausgeprägteste Dreiteilung in Unter-, Ober- und Hochstufe mit Dominanz der Oberstufe und dementsprechender Stauwirkung (77 Prozent der Kleinräume), so daß der Jahresniederschlag in mehr als 50 Prozent der Kleinräume über 100 cm liegt. Dominant ist das Dezember-Maximum, begleitet von einem Minimum im Mai. Hafer beherrscht den Feldbau, und die markanten Höhenzüge präsentieren sich als ausgesprochene Waldlandschaften.

Schriften

(Stand 1941)

- Andersen, S. A.:** Die Verbreitung der eoänen vulkanischen Ascheschichten in Dänemark und Nordwestdeutschland. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 14, 1938.
- Aubin, Herm.:** Die geschichtliche Entwicklung. In „Der Raum Westfalen“, Bd. 1. „Grundlagen und Zusammenhänge“, Berlin 1931.
- Bärtling, R.:** Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 60, 1908.
- Bärtling, R.:** Über die obere Kreide im Südosten des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens. Ber. Geol. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Bonn, Bd. 2, 1908.
- Bärtling, R.:** Das Diluvium des Niederrhein.-Westfäl. Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 64, Berlin 1912.
- Bärtling, R.:** Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 65, Berlin 1913.
- Bärtling, R.:** Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. Stuttgart 1913, 2. Aufl. 1925.
- Bärtling, R.:** Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 72, B, 1920.
- Bärtling, R.:** Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 72, A, 1920.
- Bärtling, R.:** Über den Gebirgsbau im westfälisch-holländ. Grenzgebiet. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 76, 1924.
- Baren, von:** De morfologische bouw van het diluvium ten oosten van den Ijssel. Leiden 1910.
- Baum, H.:** Die Landschaften an der oberen Mittelruhr zwischen Olsberg und Neheim. Diss. Münster 1926.
- Behme, Friedr.:** Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim. 2. Aufl. Hannover 1926.
- Behrmann:** Zur Frage der Urstromtäler im Westen der Unterweser. Verh. d. Deutsch. Geographentages 1909. Berlin 1910.
- Bentz, A.:** Über Mesozoikum und den Gebirgsbau im preußisch-holländischen Grenzgebiet. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 78, 1926.
- Bentz, A.:** Orogene und epirogene Bewegungen im Mesozoikum des westfälisch-holländischen Grenzgebietes. Sitz.-Ber. der Preuß. Geol. Landes-Anstalt, 2, 1927.
- Bentz, A.:** Tertiär und Diluvium im westfälisch-holländischen Grenzgebiet. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1930.
- Bertelsmeier, E.:** Bäuerliche Siedlung und Wirtschaft im Delbrücker Land. Arb. d. Geographischen Kommission 7. Diss. Münster 1941.
- Beyenburg, B.:** Älteste Diluvialschotter, Endmoränen und Talsande im preußisch-holländischen Grenzgebiet. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. 54, Berlin 1934.
- Beyenburg, B.:** Flugsandbildungen zwischen den Baumbergen und Münster. In „Natur und Heimat“, Münster 1934/35.
- Beyer, H.:** Die Tierwelt der Quellen und Bäche des Baumberge-Gebietes. Abh. d. Westf. Provinzial-Museums f. Naturkunde, 3, 1932.
- Bömer, H.:** Die Moore Westfalens. Berlin 1893 ff.
- Brandt u. Jaekel:** Über die Beziehungen der Moorbildungen zum geologischen Aufbau des Gebirges am Bruchrande des Bergischen Landes zwischen Ohligs und Düsseldorf. Naturkunde-Verein Elberfeld, 1912.
- Braun, Gustav:** Deutschland, 1. Aufl. 1916, 2. Aufl. Berlin 1926—36.
- Braun, Gustav:** Synthetische Morphologie. Jahrb. d. Pommersch. Geogr. Ges. Greifswald, 45—46. Jahrb. 1927/28.
- Braun, Gustav:** Die Formenwelt des deutschen Bodens. In „Deutscher Boden“, Bd. 7. Berlin 1939.
- Breiddin, Hans u. Richter, Max:** Exkursionsführer durch das Oberbergische. Ber. über die Vers. d. Niederrh. Geol. Vereins, Bonn 1922.

- Breddin, Hans:** Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1925, 46, Berlin 1926.
- Breddin, Hans:** Die jungtertiäre und diluviale Entwicklungsgeschichte des Bergischen Landes. Verh. d. Naturh. Ver. d. Rheinl. und Westfal. 84. Jahrg. 1927.
- Breddin, Hans:** Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1928. Berlin 1929.
- Breddin, Hans:** Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinisch-westf. Steinkohlenbeckens. Glückauf, 65, 1929.
- Breddin-Ruland, M. R.:** Der Rand des Bergischen Landes. Düsseldorfer Geogr. Vorträge und Erörterungen, 2. Breslau 1927.
- Brinkmann, J.:** Die Landschaft um Borken zur Zeit Christi. Borken 1922.
- Brüning, Kurt:** Niedersächsisches Land. Handbuch der Geogr. Wiss. „Das Deutsche Reich“, Berlin 1933 ff.
- Brüning, Kurt:** Die Reliefenergie des Harzes. Jahrb. d. Geogr. Ges. Hannover 1927.
- Bubnoff, S. von:** Geologie von Europa. In „Geologie der Erde“ herausg. von E. Krenkel, 3. Bde, Berlin 1936.
- Budde, H. u. F. Runge:** Pflanzensoziologische und pollenanalytische Untersuchung des Venner Moores. Abh. d. Landesmus. f. Naturkunde der Prov. Westf. 11. Jg. 1940, Heft 1.
- Bülow, Kurd von:** Die deutschen Moore. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1927, Berlin 1928.
- Bülow, Kurd von:** Allgemeine Moorgeologie. Berlin 1929.
- Bülow, Kurd von:** Die Bedeutung der Versumpfung für die Entstehung von Hochmooren in Deutschland. Geol. Rundschau, 26, 1935.
- Bürger, Kurt:** Der Landschaftsbegriff. Dresdener Geogr. Studien, 7, Dresden 1935.
- Burckhardt, A.:** Geographische Grundzüge in der Heimatkunde Groß-Dortmunds. Beil. z. „Westf. Schulzeitung“, Dez. 1931.
- Burre, O.:** Die Piesberg-Pyrmonter Achse in der Gegend südlich von Bünde in Westfalen. Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1921.
- Burre, O.:** Der Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1923.
- Burre, O.:** Die quartären Terrassen der Wied. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt f. 1933. Bd. 54. Berlin 1934.
- Buss, Karl Ernst:** Die Geologie der Umgebung von Wettringen. Diss. Münster 1920.
- Carlé, Walter:** Das innere Gefüge der Stauch-Endmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. Geol. Rundschau, Bd. 29, Stuttgart 1938.
- Carlé, Walter:** Die Beulen im deutschen Saxonikum. Geol. Rundschau, 30, 1939.
- Cloos, Hans:** Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Geol. Rundschau, 30, Zwischenheft 4 A, 1939.
- Cremer und Mentzel:** Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirkes. 1. Bd. des Sammelwerkes: Die Entwicklung des niederrhein.-westf. Steinkohlenbergbaus in der zweiten Hälfte des 19. Jahrh. Berlin 1903.
- Creutzburg, Nicolaus:** Über den Werdegang von Kulturlandschaften. Sonderband z. Hundertjahrfeier d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, 1928.
- Dammann, Karl:** Beiträge zur Hydrographie der Wupper. Diss. Marburg 1897.
- Dechen, von:** Orographische und hydrographische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen. Bonn 1870.
- Denckmann, A.:** Mitteldevon, Oberdevon und Kulm des Sauerlandes. Jb. d. Geol. Landesanstalt 23, Berlin 1902.
- Denckmann, A.:** Geologische Grundriß- und Profilbilder als Erläuterung zur älteren Tektonik des Siegerlandes. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 19, Berlin 1914.
- Denckmann, A.:** Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisengänge. 2. Tl. Stratigraphie und Tektonik. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 25, Berlin 1918.
- Deutschland,** herausg. von d. Kaiserl. Leopold. Deutsch. Akademie der Naturforscher zu Halle, Leipzig 1928.
- Dewers, F.:** Der Einfluß der Vegetation auf Schichtung und Schichtgrenzen der oberflächlichen diluvialen Ablagerungen. Abh. Naturh. Ver. Bremen, 1926, 26. Jg.
- Dewers, F.:** Die Kellenberg-Endmoräne bei Diepholz. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 1926, 26. Jg.

- Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 1928, Bd. 27.
- Dewers, F.:** Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees.
- Dewers, F.:** Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, Bd. 27, 1929.
- Dewers, F.:** Flotssandgebiete in Nordwestdeutschland. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 31, 1932.
- Dewers, F.:** Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 29, 1934.
- Dewers, F.:** Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit der Taschenböden. Abh. u. Vorträge der Bremer Wiss. Ges., Jg. 8—9, 1934.
- Dewers, F.:** Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 29, 1934/35.
- Dewers, F.:** Geologische Auswirkungen der früheren bäuerlichen Heidewirtschaft in Nordwestdeutschland. Natur und Volk, 65, 1935.
- Dienemann, W.:** Talsande im Durchbruchstal der Hunte durch die Nienburg — Meppener Geest. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, Bd. 30, 1937.
- Dieninghoff:** Der geologische Aufbau der oberen Emsebene und ihre Umrandung. Diss. Münster 1922.
- Dirksen, Rolf:** Weser- und Wiehengebirge. Landschaftsführer des Westfäl. Heimatbundes, 2. Münster 1939.
- Dörries, Hans:** Nordwestdeutschland im Kartenbild der ersten Landesaufnahme. Geogr. Anzeiger, 1939.
- Dörries, H.:** Entstehung und Formenbildung der Niedersächsischen Stadt. Forsch. z. dtsch. Landes- und Volkskunde 27, Bd. 2. Stuttgart 1929.
- Driewer, E.:** Die Entwicklung des Längstales Porta — Osnabrück. 18. Jb. d. Naturw. Ver. Osnabrück, 1921.
- Edelmann, C. H.:** Ergebnisse der sediment-petrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—37. Geol. Rundschau 1938, Bd. 29.
- Engelking, Karl:** Zur Siedlungskunde des Keuperlandes an der unteren Mittelweser. Diss. Marburg 1913.
- Evers, Wilh.:** Zur Morphologie des Niedersächsischen Berg- und Hügellandes. Diss. Greifswald 1934.
- Fahrenbach, W.:** Die Bedeutung der Verbesserung des Dümmergebietes um Diepholz. Diss. Leipzig 1929.
- Fliegel:** Der Untergrund der niederrheinischen Bucht. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1922.
- Florschütz, F.:** Spätglaziale Torf- und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folge eines dauernden Frostbodens. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 31, 1939.
- Frebold, G.:** Geologischer Führer durch das Hannoversche Bergland. I. Sammlung geol. Führer, 28, Berlin 1928.
- Fuchs, A. und Schmidt, W. E.:** Zur Lenneschieferfrage. Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 63, Berlin 1911.
- Fuchs, A.:** Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teil des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1915.
- Gagel, C.:** Über einen neuen Fundpunkt anstehenden Untereozäns (Basaltaschentuffe) im südlichen Oldenburg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 70, 1918.
- Gagel, C.:** Über altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt f. 1918. Bd. 49.
- Gagel, C.:** Die Dammer Berge, ein Schulbeispiel der Endmoränenbildung. Geogr. Anzeiger, 1920.
- Gellert, J. F.:** Zur Großmorphologie des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. f. Geomorphologie, 3, 1928.
- Giers, R.:** Die Schichtenfolge der Mukronatenkreide der Beckumer Hochfläche. Zentralblatt f. Mineral. Abt. B. 1934.
- Goebel, F. B.:** Die Morphologie des Ruhrgebietes. Verh. d. Naturh. Ver. Rheinl. und Westf. 73, 1916.
- Goebel, F.:** Die Antezedenz des Lennehaupttales. Verh. d. Naturw. Ver. Rheinland und Westf. 76, 1919.
- Goebel, F.:** Der Lauf der Ruhr als Modell einer heterogenen Stromlinie. Geol. Rundschau, 16, 1925.

- Goebel, F.:** Die Überreste der alttertiären Rumpffläche zwischen Ruhr und Sieg. Glückauf, 1926.
- Goebel, F.:** Heterogene Talsysteme auf der Nordabdachung der rechtsrheinischen Rumpffläche. Zeitschr. f. Geomorphol. 2, 1926.
- Götzinger, Gustav:** Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. 9. Leipzig, 1907.
- Gradmann, R.:** Das harmonische Landschaftsbild. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1924.
- Grahmann, R.:** Der Löß in Europa. Mitt. d. Ges. f. Erdkunde, Leipzig 1930—31.
- Granö, J. G.:** Reine Geographie. Eine methodologische Studie. Beleuchtet mit Beispielen aus Finnland und Estland. Publicationes instituti geographici universitatis Aboensis, Nr. 3. Helsinki, 1929.
- Gripp, K.:** Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition, 1927. Abh. d. Naturw. Ver. Hamburg, 22, 1929.
- Grupe, O.:** Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 63, 1911.
- Grupe, O.:** Über jüngeren und älteren Löß im Flußgebiet der Weser. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1916, Bd. 37.
- Grupe, O.:** Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1921.
- Grupe, O.:** Tal- und Terrassenbildung der Werra-Fulda-Weser und Soergels „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters“. Geol. Rundschau, 1926.
- Grupe, O.:** Die Kames-Bildungen des Weserbergländes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1930, Bd. 51.
- Guthe, Herm.:** Die Lande Braunschweig und Hannover. 2. Aufl. bearb. von Renner, Hannover 1888.
- Gutzmann, W.:** Der Wasserhaushalt der Lippe. Diss. Münster 1912.
- Haack, W.:** Über die nordwestfälisch-lippische Schwelle. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft, 76, 1924.
- Haack, W.:** Erläuterungen zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 77, 1925.
- Haack, H.:** Das Paläozoikum in Niedersachsen. Oldenburg 1941.
- Haarmann, E.:** Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1909.
- Hamacher, Karl:** Das Lennetal und seine Terrassen. Diss. Köln. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westf. 87, 1931.
- Hamm, Fr.:** Einführung in Niedersachsens Erdgeschichte. Hildesheim 1938.
- Harbort, E.:** Die Schaumburg-Lippische Kreidemulde. Neues Jahrb. f. Mineralogie und Geologie, 1903, 1.
- Harbort, E.:** Die Fauna der Schaumburg-Lippischen Kreidemulde. Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt, Neue Folge 45, 1905.
- Harbort, E.:** Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. Von Koenen-Festschrift. Stuttgart 1907.
- Harbort, E.:** Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrund des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rügenberge und Nienburg an der Weser. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1910, 31.
- Hartmann, Jos.:** Geschichte der Provinz Westfalen. Berlin 1912.
- Hartnack, W.:** Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges. Greifswald 1932.
- Hassinger, Hugo:** Das geographische Wesen Europas nebst einigen grundsätzlichen Bemerkungen über die geographischen Naturgebiete Europas und ihre Begrenzung. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1917.
- Hassinger, Hugo:** Das landschaftskundliche System (Kontroverse mit Passarge). Peterm. Mitt. 75, 1929.
- Hassinger, Hugo:** Zum Darstellungsproblem in der Geographie. Geogr. Zs. 1929.
- Hassinger, Hugo:** Methode der Landschaftsbeschreibung und -gliederung (Besprechung von Granö). Geogr. Zs. 1930.
- Hassinger, Hugo:** Die Landschaft als Forschungsgegenstand. Ver. z. Verbreitg. naturwiss. Kenntnisse in Wien, 1937.
- Hassinger, Hugo:** Einige Gedanken über Aufbau und Zielsetzung der Anthropogeographie. Zs. f. Erdkunde, 8, 1939/1940.

- Henke, W.:** Über die Gliederung des Devons des östl. Sauerlandes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 65, 1913.
- Henze, H.:** Ozeanität und Kontinentalität bei den sommerlichen Niederschlägen Norddeutschlands. Met. Zs. 46 Jg. 1929.
- Hesemann, J.:** Diluvial-stratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 31, 1939.
- Hesse, Walter:** Niederschlag und Abfluß im Edergebiet. Diss. Halle 1934.
- Hettner, Alfred:** Die deutschen Mittelgebirge, Versuch einer vergleichenden Charakteristik I. Der innere Bau, II. Die Ausgestaltung, III. Die Typen der deutschen Mittelgebirge. Geogr. Zeitschr. 10. Jg. 1904.
- Hettner, Alfred:** Die Geographie, ihre Geschichte, ihr Wesen und ihre Methoden. Breslau 1927.
- Hoerle:** Die Dünen des münsterländischen Heidesandgebietes. Diss. Münster 1920.
- Hoffmann, Fr.:** Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830.
- Höxter:** Beschreibung des Kreises . . . , 2 Bde. Höxter 1870.
- Hol. I. B. L.:** Le relief de la Hollande et les glaciations. Bull. Soc. Royale Belge de Géogr. 1936. Fasc. 3—4.
- Hoos, Lotte:** Die Oberflächenformen zwischen Agger und Sieg. Diss. Köln 1936.
- Huhn, Friedr.:** Das Wuppertal und seine Terrassen. Diss. Köln 1938. Decheniana 97 A. Bonn 1938.
- Humboldt, A. von:** Ansichten der Natur. 1. Aufl. 1807. 2. u. 3. Aufl. 1849, herausg. von W. Bölsche in „Reclams Bücherei“ Nr. 2948/2950 a. b. Leipzig.
- Jungbluth, Fr. A.:** Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. Verh. d. Naturh. Ver. f. Rheinl. und Westf. 73, 1916.
- Kahrs:** Zur Paläogeographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. Pompeckij-Festschrift. N. Jb. d. Mineralogie, Bd. 58 B.
- Kaiser, E.:** Die Ausbildung des Rheintals zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht. Verh. d. 14. Deutsch. Geographentages z. Köln. 1903.
- Kaiser, E.:** Die Entstehung des Rheintales. Ges. Deutsch. Naturforscher u. Ärzte. Verh. 1908. I. Leipzig 1909.
- Keilhack, K.:** Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1915.
- Keilhack, K.:** Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 69, 1917.
- Keilhack, K.:** Das Rätsel der Lößbildung. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1920.
- Keller, H.:** Weser und Ems, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse. Bd. 1. Stromgebiete und Gewässer. 2. Quell- und Nebenflüsse der Weser (ohne Aller). Bd. 3. Die Weser von Münden bis Geestemünde. Bd. 4. Die Aller und die Ems. Berlin 1901.
- Keller, H.:** Weser und Ems, ihre Stromgebiete und ihre Nebenflüsse, 4 Bde. u. 1 Tabellenband, Berlin 1901 (mit Atlas).
- Kirchberger, M.:** Vorläufige Ergebnisse einiger Exkursionen ins Bergische und ins westliche Sauerland. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1917.
- Klockenhoff, Karl:** Die bergische Randlandschaft zwischen Dhünn und Itter, insbesondere das Wirtschaftsgebiet von Solingen. Diss. Köln 1929.
- Knübel, Hans:** Der Wald- und Heidestreifen am Ostrand der Niederrheinischen Bucht. Diss. Köln 1935.
- Knuth, Herm.:** Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, Reihe I 4. Leipzig 1923.
- Koch, Hanns:** Paläobotanische Untersuchungen einiger Moore des Münsterlandes. Beihefte zum Bot. Zentralblatt, 46, 1929 Abt. 2.
- Koch, Hanns:** Stratigraphische und pollenfloristische Studien an drei nordwestdeutschen Mooren. Planta 11, Heft 3, 1930.
- Koch, Hanns:** Untersuchungen zur Geschichte des Waldes an der Mittelems. Bot. Jahrb. 66, 1934.
- Koch, Hanns:** Mooruntersuchungen im Emsland und im Hümmling. Internationale Revue d. Ges. Hydrobiologie und Hydrographie, 31, 1934.
- Kockel, C. W.:** Zur Piedmonttreppe im Rheinischen Schiefergebirge. Centralblatt f. Mineral. Geol. und Paläont. 1926. B.

- Kölker, Josef:** Die kulturlandschaftliche Entwicklung des Kreises Tecklenburg. Diss. Köln 1934.
- Kohl, J. G.:** Der Rhein. 2 Bde. Leipzig 1851.
- Krakhecken, M.:** Die Lippe. Arb. d. Geographischen Kommission 2. Münster 1939.
- Kraus, Theo:** Das Siegerland, ein Industriegebiet im Rhein. Schiefergebirge. Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde, 28. Stuttgart 1931.
- Krebs, N.:** Eine Karte der Reliefenergie Süddeutschlands. Pet. Mitt. 1922.
- Krebs, Norbert:** Natur- und Kulturlandschaft. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, 1923.
- Krüger, Herbert:** Präglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgentreicher Börde. Zeitschr. f. Geomorphologie, 7, 1932.
- Krusch:** Über die neueren Aufschlüsse im östlichen Teil des Ruhrkohlenbeckens und über die ersten Blätter der von der Kgl. Geol. Landesanstalt herausgegebenen Flözkarte im Maßstab 1:25 000. „Glückauf“ 40, 1904.
- Krusch:** Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahmen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908. 29. Bd.
- Kürten, Wilh. von:** Die Industrielandschaft von Schwelm, Gevelsberg, Milspe-Vörde. Diss. Köln 1939.
- Kuhlmann, Ludw.:** Die Osning-Achse zwischen Hüggel und Schafberg. Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1914. Bd. 35.
- Kukuk, P.:** Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. Berlin 1938.
- Landwehr, Gina:** Die Täler und die Taldichte im Wupper-Bergland. Diss. Münster o. J. (Manuskript).
- Leising, Karl:** Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ochtrup i. Westf. Diss. Münster 1914 (ungedruckt).
- Lepsius, Richard:** Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, in „Handbücher zur deutschen Landes- und Volkskunde“, Bd. 1. Stuttgart 1887—1892.
- Löwe, F.:** Das Wiehengebirge zwischen Porta und Süntelgebiet. Diss. Göttingen 1912.
- Lohmeyer, F.:** Der Dümmer, ein Denkmal der Eiszeit. Beiträge zur Heimatkunde. Herausg. vom Heimatverein Grafschaft Diepholz. 1925.
- Lohmeyer, T.:** Beiträge zur Namenkunde des Süderlandes. Altena 1894.
- Löscher:** Kreide, Tertiär und Quartär an der unteren Lippe. Ber. d. Geol. Vereins Bonn, 22.
- Lotze, Franz:** Überschiebungs-, Abscherungs- und Zerrungstektonik bei der Osningfaltung. Nachr. d. Ges. der Wiss. zu Göttingen. Math.-physik. Klasse, 1929.
- Lotze, Franz:** Das Falkenhagener Störungssystem. Gött. Beiträge zur saxonischen Tektonik. Herausgeb. von der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1931.
- Lucas, O.:** Das Olper Land. Arb. d. Geogr. Kommission 4. Münster 1941.
- Lübbecke:** Statistische Darstellung des Kreises . . . , 1874.
- Lücke, Emil:** Die Münstersche Bucht. „Die Westfälische Heimat“, 15. Jg. Dortmund 1933.
- Maasjost, L.:** Landschaftscharakter und Landschaftsgliederung der Senne. Diss. Münster 1933.
- Maasjost, L.:** Die Warburger Börde. Landschaftsführer des Westf. Heimatbundes 1. 1937.
- Machatschek, F.:** Das Relief der Erde, 2 Bde. Berlin 1938—1940.
- Martin, J.** Das Haupteis, ein baltischer Strom. Diluvialstudien Osnabrück 1894. (Osnabr. Naturh. Ver.)
- Martin, K.:** Über das Vorkommen eines gemengten Diluviums und anstehenden Tertiärgebirges in den Dammer Bergen. Abh. des Naturw. Ver. Bremen, 7, 1882.
- Martiny, R.:** Hof und Dorf in Altwestfalen. Forsch. z. dtshn. Landes- u. Volkskunde. Stuttgart 1926.
- Masuch, K.:** Zur Frage der Talmäander. Berliner Geogr. Arbeiten. Stuttgart 1935.
- Matz, Joh.:** Zur Morphologie des mittleren Weserberglandes. Diss. Berlin 1930.
- Mauil, Otto:** Die Landschaft um Marburg an der Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jahresber. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Stat. 81, 1919.
- Mauil, Otto:** Geomorphologie und geomorphologische Wirkungen des rheinischen Lebensraumes. In „Rhein, sein Lebensraum, sein Schicksal“, herausg. von K. Haushofer. I. Berlin 1928.
- Mauil, Otto:** Deutschland. In „Allgemeine Länderkunde“, herausg. von W. Sievers, Hans Meyer u. H. Rudolphi. Leipzig 1933.

- Mestwerdt, Adolf:** Das Minden-Ravensberger Land in seiner geologischen Vergangenheit. In „Minden — Ravensberg, ein Heimatbuch“, Bielefeld 1929.
- Meyer, Chr. Fr.:** Versuch einiger Naturbeobachtungen des gebürgigten Süderberglandes der Grafschaft Mark Westphalens. Düsseldorf 1798/99.
- Milthers, V.:** Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. Abh. z. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 156, 1934.
- Molengraff und Waterschoot von der Gracht:** Niederlande. Handbuch der regionalen Geologie I. Heidelberg 1913.
- Mordziol, C.:** Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin, 1910.
- Mordziol, C.:** Die Lagerungsverhältnisse der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rundschau, 1, 1910.
- Mordziol, C.:** Die Austiefung des Rheindurchbruchtales während der Eiszeit. Die Rheinlande Nr. 3. Braunschweig 1912.
- Mordziol, C.:** Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Koblenz 1929.
- Mordziol, C.:** Zu R. Stickels „Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges“. Geogr. Zeitschr. 35, 1929.
- Müller, Gottfr.:** Die Lagerungsverhältnisse der unteren Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1903. Bd. 24.
- Müller-Miny, H.:** Morphologische Beobachtungen im Bergischen Lande und Sauerlande. Peterm. Mitt. 77, 1931.
- Müller-Wille, Wilh.:** Großräumige Einordnung und Gliederung des Mittelrheinischen Berglandes. In „Exkursionsbericht des Geogr. Instituts der Universität Münster“, 1937.
- Müller-Wille, Wilh.:** Der Westerwald. Geogr. Zeitschr. 43. Jg. 1937.
- Müller-Wille, W.:** Der Feldbau in Westfalen im 19. Jahrhundert. Westf. Forschungen, Bd. 1. Münster 1938.
- Naumann, E. u. Mestwerdt, A.:** Über Gebirgsbau im Lippischen Bergland. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1919. Bd. 40. Berlin 1921.
- Neumann, G. K. L.:** Zur Unabhängigkeit der Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges von der präpermischen Landoberfläche. Centralbl. f. Min. Geol. u. Paläont. 1935. B.
- Neumann, G. K. L.:** Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 5. Berlin 1935.
- Niemeier, Georg:** Das Tecklenburg-Osnabrücker Hügelland. Veröff. d. Naturw. Ver. Osnabrück. 20. Jahresber. 1926/27. Osnabrück 1928.
- Niemeier, Georg:** Die landschaftliche Gliederung des Nordwestfälisch-Lippischen Berglandes. Peterm. Mitt. 1930.
- Niemeier, Georg:** Fragen der Flur- und Siedlungsformenforschung im Westmünsterland. Westf. Forschungen I, 1938.
- Oestreich, K.:** Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Peterm. Mitt. 54, 1908/09.
- Oestreich, K.:** Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Handel v. h. 12de Nederl. Nat. en Geneeskundig Kongr. Utrecht. Haarlem 1909.
- Oestreich, K.:** Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Geogr. Anzeiger, 1913.
- Oestreich, K.:** Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. f. Geomorphologie, 2, 1926.
- Oestreich, K.:** La genèse du paysage naturel. In „Neerlande“. Leiden 1938.
- Oppel, A.:** Landschaftskunde. Versuch einer Physiognomik der gesamten Erdoberfläche. Charakteristiken und Schilderungen. Breslau 1884.
- Ottweiler, O.:** Die Zunahme der Sommerhochwasser der Ems in den letzten Jahrzehnten (1889 bis 1931) gegenüber dem Zeitraum 1811—88. Diss. Gött. 1935.
- Overbeck, F.:** Die Moore Niedersachsens. Wirtschaftswissenschaftliche Ges. z. Studium Niedersachsens A 52. Oldenburg 1939.
- Paackelmann, W. und Hamacher, K.:** Geologisches Wanderbuch für den Bergischen Industriebezirk. Frankfurt a. M. 1924.
- Paackelmann, W.:** Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelaer, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt für 1928.

- Paeckelmann, W.:** Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 52, 1931.
- Paeckelmann, W.:** Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt f. 1933, Bd. 54.
- Panzer, W.:** Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. Diss. Freiburg 1923. Ber. d. Naturforschenden Ges. Freiburg 1923.
- Passarge, Siegfr.:** Vergleichende Landschaftskunde. Berlin 1921.
- Passarge, Siegfr.:** Die Grundlagen der Landschaftskunde. Bd. I: Beschreibende Landschaftskunde. Hamburg 1919. Bd. III: Die Oberflächengestaltung der Erde. 1922.
- Passarge, Siegfr.:** Die Landschaftsgürtel der Erde. Breslau 1923.
- Passarge, Siegfr.:** Die Landschaft. Erdkundliches Wanderbuch. Wissen und Bildung, Nr. 170. Leipzig 1921.
- Passarge, Siegfr.:** Physiogeographische und vergleichende Landschaftsgeographie. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg, 26, 1912.
- Passarge, Siegfr.:** Das Problem der landschaftskundlichen Forschung und Darstellung. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg, 38, 1927.
- Passarge, Siegfr.:** Wesen, Aufgaben und Grenzen der Landschaftskunde. Wagner-Gedächtnis-Schrift. Peterm.-Erg.-Heft 209. Gotha 1930.
- Passarge, Siegfr.:** Einführung in die Landschaftskunde. Leipzig-Berlin 1933.
- Penck, Walter:** Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Ber. d. Math.-Phys. Klasse d. Sächs. Akademie der Wiss. 72. Leipzig 1920.
- Penck, Walter:** Die morphologische Analyse. Herausgeg. von A. Penck. Geogr. Abh. Stuttgart 1924.
- Penck, Walter:** Die Piedmontflächen des südl. Schwarzwaldes. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, 1925.
- Penck, Albrecht:** Das Deutsche Reich. In „Landeskunde des Erdteils Europa“, herausg. von A. Kirchhoff. Wien-Prag-Leipzig 1887.
- Penck, Albrecht:** Neuere Geographie. Sonderband zur Hundertjahrfeier der Ges. f. Erdkunde z. Berlin, 1928.
- Peschges, K.:** Die Siedlungen der Paderborner Hochfläche. Diss. Münster 1927.
- Petersen-Schrepfer:** Die Geographie vor neuen Aufgaben. Frankfurt 1934.
- Pfaffenberg, Kurt:** Stratigraphische und pollenanalytische Untersuchungen in einigen Mooren nördlich des Wiehengebirges. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1933. Bd. 54.
- Pfaffenberg, Kurt:** Pollenanalytische Altersbestimmungen einiger Bohlwege am Diepholzer Moor. Nieders. Jahrb. f. Landesgeschichte. 13. Hildesheim 1936.
- Philippson, A.:** Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. d. Naturw. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 56. Sitzungsber. Bonn 1899.
- Philippson, A.:** Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. des 14. Deutsch. Geogr. Tages zu Köln, 1903.
- Philippson, A.:** Die preußischen Rheinlande. Z. d. Ges. für Erdkunde Berlin, 1925.
- Pittelkow, J.:** Der Teutoburger Wald. Prov.-Inst. f. Landespl., Landes- u. Volkskunde Niedersachsens. Veröff. A. I. Bd. 8. Oldenburg 1941.
- Plümer, Ernst:** Das Dilltal und seine Terrassen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1928, 49.
- Quiring, H.:** Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt für 1926.
- Quiring, H.:** Eine Quartärisobasenkarte Westdeutschlands. Pet. Mitt. 74, 1928.
- Ratzel, Friedr.:** Deutschland. 6. Aufl. ergänzt von E. von Drygalski. Leipzig 1932.
- Reining, E.:** Das südliche hannoversche Emsland. Wirtschaftswissenschaftl. Ges. z. Studium Niedersachsens, B 10, 1931.
- Reibert, Oswald:** Das Weserbergland und der Teutoburger Wald. Bielefeld und Leipzig 1925.
- Rhein, Der . . . :** Sein Lebensraum, sein Schicksal. Herausg. von K. Haushofer. Berlin 1930.
- Rheinprovinz:** Geschichtlicher Handatlas der . . . , herausgeg. von Aubin, H. und Niessen, J. Köln-Münster 1926.
- Rheinstrom, Der . . . :** und seine wichtigsten Nebenflüsse. Berlin 1889.
- Richter, G.:** Gestalt und tektonische Bewegungen des Niedersächsischen Beckens. Regionalgeologische Ergebnisse neuerer Bohrungen. In „Oel und Kohle“ 14, 1938.

- Richter, Max:** Die Wiehler Mulde im Gebiete der Wiehl zwischen Agger und Bröl im Oberbergischen. Diss. Bonn 1923, (Auszug).
- Richter, Max:** Die alttertiäre Verwitterungsrinde im südlichen Oberbergischen. Bericht d. Niederrh. Geol. Vereins, 1922.
- Riepenhausen, H.:** Die bäuerliche Siedlung des Ravensberger Landes bis 1770. Arb. d. Geographischen Kommission 1. Münster 1938.
- Rinne, F.:** Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1892.
- Rohleder, Franz:** Orometrie des Rothaargebirges. Diss. Münster 1913.
- Rohling, Joh.:** Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs in Südoldenburg. Decheniana, 100 A, Bonn 1941.
- Rolshausen, von:** Allgemeine Bemerkungen über die Ergebnisse der Katastralabschätzungen in den westphälischen Provinzen. 1831, Manuskript.
- Roshop, Ulrich:** Die Entwicklung des ländlichen Siedlungs- und Flurbildes in der Grafschaft Diepholz. Diss. Göttingen 1932.
- Röbke, Per:** Seismische Arbeiten im Gebiet zwischen Allermündung und Weserbergland. In „Oel und Kohle“ 14, 1938.
- Rüeswald, Karl u. Schäfer, Wilh.:** Geographische Landeskunde Westfalens. Paderborn 1937.
- Ruland, M. Reg.:** Die Terrassen am Rande der Niederrheinischen Bucht zwischen Sieg und Wupper. Verh. d. Naturh. Ver. d. preuß. Rheinland und Westf. 82, 1925.
- Runge, F.:** Die Waldgesellschaften des Innern der Münsterschen Bucht. Abh. aus dem Landesmus. der Prov. Westf. 11. Jg., 2, Münster 1940.
- Schäfer, Wilh.:** Die Flußdichte zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. Diss. Münster. Dresden 1912.
- Schlüter, Otto:** Die Ziele der Geographie des Menschen. München-Berlin 1906.
- Schlüter, Otto:** Die Stellung der Geographie des Menschen in der erdkundlichen Wissenschaft. Geogr. Abende im Zentralinstitut f. Erziehung und Unterricht. 5. Heft, Berlin 1919.
- Schlüter, Otto:** Die Erdkunde in ihrem Verhältnis zu den Natur- und Geisteswissenschaften. Geogr. Anzeiger, 1921.
- Schlüter, Otto:** Die analytische Geographie der Kulturlandschaft. Sonderband z. Hundertjahrfeier der Ges. f. Erdkunde z. Berlin 1928.
- Schlüter, Otto:** Aufbau, Gliederung und Lage des Rheingebietes. In „Der Deutsche und das Rheingebiet“, Halle 1926.
- Schmidt, H.:** Das Oberdevon-Kulmgebiet von Warstein und Belecke. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 41, 1920.
- Schmithüsen, J.:** Zur räumlichen Gliederung des westlichen Rheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Rheinische Vierteljahrsblätter, 6, 1936.
- Schnath, G.:** Hannover und Westfalen in der Raumgeschichte Nordwestdeutschlands. Wirtschaftsw. Ges. z. Studium Niedersachsens A 19, Braunschweig-Hamburg 1932.
- Schnath, G.:** (Herausg.) Geschichtlicher Handatlas Niedersachsens. Veröff. d. Histor. Komm. f. Hannover, Oldenburg, Braunschweig, Schaumburg-Lippe und Bremen. Bd. 20. Berlin 1939.
- Schneider, H.:** Zur Frage des münsterländischen Kiessandrückens. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft, 1938.
- Schneider, H.:** Die wasserwirtschaftlich nutzbaren Grundwasserhorizonte der Münsterschen Bucht. Sonderdruck aus G. W. F. = Das Gas- und Wasserfach, 82, 1939.
- Schneider, H.:** Die geo-hydrologischen Verhältnisse des Gebietes der Baumberge. Diss. Münster 1940.
- Schneider, H. u. Wehrli, H.:** Bericht über eine Exkursion. In Decheniana Bd. 98 A, Bonn 1938.
- Schrepfer, H. u. Kallner, H.:** Maximale Reliefenergie in Westdeutschland 1:1 Mill., Pet. Mitt. 1930, 76. Jg.
- Schrepfer, Hans:** Der Nordwesten. In „Landeskunde von Deutschland“, Band 1, Berlin-Leipzig 1935.
- Schubert, H.:** Geschichte der Nassauischen Eisenindustrie von den Anfängen bis zur Zeit des 30jährigen Krieges. Veröff. d. Histor. Kommission f. Nassau IX. Marburg 1932.
- Schucht, F.:** Geologische Beobachtungen im Hümmling. Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1906, Bd. 27.

- Schucht, F.:** Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, Bd. 26.
- Schucht, F.:** Zur Frage der Urstromtalverbindung zwischen Unterweser und Unterems. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1912. 33.
- Schucht, F. und Stoller, J.:** Geol.-agronomische Karte des Lehrfeldes von Diepholz nebst Erläuterungen. Berlin 1915.
- Schucht, F. und Tietze, O.:** Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 59, 1907.
- Schütte, Heinr.:** Geologie der Heimat. Aus „Heimatkunde des Herzogtums Oldenburg“ 1. Bremen 1913.
- Schüttler, A.:** Kulturgeographie der mitteldevonischen Eifelkalkgebiete. Beitr. z. Landesk. d. Rheinlande, 3. Reihe, H. 1., hrsg. v. C. Troll. Bonn 1939.
- Schuiling, R.:** Nederland. Handboek der Aardrijkskunde. 6. Aufl. 2. Teil. Zwolle 1924.
- Schulte, Heinr.:** Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. Abh. aus d. Landesmuseum d. Provinz Westfalen, Museum f. Naturkunde. 8, 1937.
- Schwanold, Heinr.:** Das kleine Heimatbuch vom Lande Lippe. 2. Aufl. Detmold 1930.
- von Schwerz, J.:** Beschreibung der Landwirtschaft in Westfalen und Rheinpreußen, 1. u. 2. Band. Stuttgart 1836.
- Schwier, H.:** Die Vorsteppe im östlichen Westfalen. Naturwiss. Verein f. Bielefeld. 1928.
- Siegert, L.:** Über die Entwicklung des Wesertales. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 64, 1912.
- Siegert, L.:** Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 90, 1921/22.
- Solger, F.:** Studien über norddeutsche Inlandsdünen. Forschg. d. deutschen Landes- und Volkskunde, 19.
- Specht, H.:** Das Bentheimer Land. Heimatkunde eines Grenzkreises. Nordhorn 1934.
- Spethmann, H.:** Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitt. d. Geogr. Ges. Lübeck, 2. Reihe, Heft 22, 1908.
- Spethmann, H.:** Die Entstehung der Oberflächenformen des Ruhrreviers. Düsseldorfer Geogr. Vorträge und Erörterungen, Breslau 1927.
- Spreitzer, H.:** Die Pässe und Durchbruchstäler der Weserkette und des Wiehengebirges. Berlin 1933.
- Spreitzer, H.:** Eine geographische Darstellung des Teutoburger Waldes. Bespr. von Pittelkow. In Ber. z. Dt. Landeskunde, 1942/43.
- Stach, E.:** Die Eisrandbildung an der Porta Westfalica. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1930. 51.
- Stahl, A., Haack, W., Fulda, E.:** Das Paläozoikum in Niedersachsen. Schriften der Wirtschaftswissenschaftl. Ges. z. Studium Niedersachsens A 1. Oldenburg 1941.
- Steeger, A.:** Beiträge zur Geologie des Niederrheins. Abh. d. Ver. z. Naturwiss. Erforschung d. Niederrheins, 1, 1913.
- Steinmann, G.:** Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. Verh. d. Naturhist. Ver. d. Rheinlande u. Westf. 1924.
- Steusloff, U.:** Brodelböden aus zwei Eiszeiten in der Umgebung von Haltern in Westf. Zeitschr. f. Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie, 17, 1941.
- Stickel, R.:** Der Abfall der Eifel zur Niederheinischen Bucht. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande I. 1. Bonn 1923.
- Stickel, R.:** Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande I. 5. Leipzig 1927.
- Stickel, R.:** Der Westerwald. Philippson-Festschrift. Leipzig 1930.
- Stickel, R.:** Neuere Beobachtungen über die Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges. Naturw. Monatshefte f. den biol., chem., geogr. und geol. Unterricht 1930.
- Stille, Hans:** Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Diss. Göttingen 1900.
- Stille, Hans:** Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborns. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1903, 24.
- Stille, Hans:** Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen bei Paderborn. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. 1903. 38.

- Stille, Hans:** Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Niedersächsisch. Geol. Ver. 1910.
- Stille, Hans:** Der geologische Bau der ravensbergischen Lande. 3. Jahrbuch d. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1910.
- Stille, Hans:** Der Mechanismus der Osningfaltung. Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1910. 31.
- Stille, Hans:** Führer zu einer viertägigen Exkursion in den Teutoburger Wald. Führer zu der Exkursion d. Deutsch. Geol. Gesellschaft. Hannover 1914.
- Stille, Hans:** Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- Stille, Hans:** Die Osningüberschiebung. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 95, Berlin 1923/25.
- Stille, Hans:** Der geologische Bau des Weserberglandes und des Teutoburger Waldes. In „ReiBert: Das Weserbergland und der Teutoburger Wald“. Bielefeld-Leipzig, 2. Aufl. 1925.
- Stille, Hans:** Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. Abh. d. Preuß. Geol. Anstalt, N. F. 139, 1932.
- Stille, H. und Brinkmann, R.:** Der Untergrund des südlichen Oldenburg. Göttinger Beiträge zur saxon. Tektonik II. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 116, 1930.
- Stoller, J.:** Beiträge zur Geologie der ehemaligen Grafschaften Hoya und Diepholz, I. Abh. d. 15. Jahresber. des Nieders. Geol. Vereins 1922.
- Stoller, J.:** Geologie der Moore Deutschlands nebst einem Anhang zur Frage des Grenztorfes. 17. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Vereins 1925.
- Stoller, J.:** Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Husum, Krs. Nienburg a. d. Weser. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1925. 46.
- Stolte, H.:** Das Ravensberger Hügelland. Wirtschaftswiss. Ges. zum Studium Niedersachsens A 21. Oldenburg 1933.
- Stratmann, G.:** Der Hümmling. 21. Jahresber. d. Naturw. Ver. Osnabrück 1929.
- Stute, F.:** Die Landschaften am Nordostrand des Sauerlandes. Diss. Münster 1935.
- Suerken, J.:** Die Flußdichte im östlichen Teile des Münsterschen Beckens. Diss. Münster. In „Zeitschr. f. Gewässerkunde“. Bd. 10, Dresden 1909.
- Tesch, P.:** L'origine du sous-sol des Pays-Bas. In „La Neerlande“, Leiden 1938.
- Thiessen, Ernst:** Die Eingrenzung der Geographie. Peterm. Mitt. 73, 1927.
- Tietze, O.:** Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1906. Bd. 27.
- Tietze, O.:** Über das Alter des Emstalsandes. Zs. d. deutschen Geol. Gesellschaft, 50, 1907.
- Tietze, O.:** Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. Jb. d. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1908, 29.
- Tietze, O.:** Zur Geologie des mittleren Emsgebietes, vergl. Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des Norddeutschen Flachlandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, 33.
- Tietze, O.:** Geologisch-agronomische Karte der Gegend von Quakenbrück. Berlin 1913.
- Tüxen, R.:** Vegetationskarte von Niedersachsen. 1:800 000. In Brüning: Atlas Niedersachsen. Bl. 13. Oldenburg 1934.
- Udluft, H.:** Kann der Verlauf der Weser im Vereisungsgebiet während der ersten und zweiten Eiszeit verfolgt werden? Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges. 84, 1932.
- Udluft, H.:** Das Diluvium des Lippetales zwischen Lünen und Wesel und einiger angrenzenden Gebiete. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1933. 54.
- Udluft, H.:** Einige Bemerkungen zur Frage der Terrassenaufschotterungen und der Diluvialchronologie. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1933. 54.
- Volz, Wilh.:** (Herausg.) Der westdeutsche Volksboden. Breslau 1925.
- Volz, Wilh.:** Das Deutsche Reich. In „Handbuch der Geograph. Wiss.“ Bd. 1. Berlin 1933 ff.
- Waibel, Leo:** Was verstehen wir unter Landschaftskunde? Geogr. Anzeiger, 34, 1933.
- Weerth, O.:** Geologie des Landes Lippe. Detmold 1929. Sonderveröffentlichung der geschichtl. Abt. d. Naturwiss. Ver. d. Landes Lippe.
- Wegener:** Mensch und Antlitz der Erde. Geogr. Zeitschr. 1927.
- Wegner, Th.:** Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905.
- Wegner, Th.:** Über die geschichteten Bildungen in den norddeutschen Endmoränen. Verh. d. Naturh. Ver. Rheinland und Westfalen, 66, 1909.

- Wegner, Th.:** Zur Faziesbildung des westfälischen Untersenons. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Berlin 62, 1910.
- Wegner, Th.:** Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft 63, 1910.
- Wegner, Th.:** Die nördliche Fortsetzung der Münsterländischen Endmoräne. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 70. 1918.
- Wegner, Th.:** Das Diluvium der Umgebung Münsters. Führer zu der Exkursion der Deutsch. Geol. Ges. Münster 1925 u. 1928. Heft 7 der Schrift. d. Ges. z. Förd. der Westf. Wilhelms-Universität. Münster 1925.
- Wegner, Th.:** Die Geologie der Münsterschen Ebene. Westfalenland. 3. Paderborn 1925.
- Wegner, Th.:** Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. Westfalenland 1. 2. Aufl. Paderborn 1926. 1. Aufl. 1913.
- Wehrli, Hans:** Interglaziale und vorsaaleiszeitliche Ablagerungen in der Münsterschen Bucht. Z. Deutsch. Geol. Ges. Band 93. 1941.
- Weingärtner, R. M.:** Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. Zeitschr. d. Geol. Ges. 70. 1918.
- Weißner:** Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen. Diss. Köln. Essen 1929.
- Wenzel, H.:** Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Festschrift f. A. Philippson, Leipzig-Berlin 1930.
- Wenzel, H.:** Morphologie und Talgeschichte des Niederhessischen Berglandes. I. Die diluvialen Terrassen der Eder. Zeitschr. f. Geomorphologie 6, 1931.
- Werveke, von:** Die Zahl der Vereisung in Mittel- und Norddeutschland. 25. Bericht d. Nieders. Geol. Vereins 1932/33.
- Wilckens, O.:** Altalluviale Flugsandbildungen am Niederrhein. Geol. Rundschau, 15, 1924.
- Wilckens, O.:** Die deutschen Binnendünen. Festschrift z. 400-Jahrfeier d. Alten Gymnasiums zu Bremen 1528—1928. Bremen 1928.
- Wildvang, D.:** Über Flottlehm und ihre Stellung im Diluvialprofil. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1933, Bd. 54.
- Wildvang, D.:** Die interglaziale Bohrung Quakenbrück. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1934, 55.
- Wildvang, D.:** Über Flugsande der ostfriesischen Geest. Abh. d. Naturwiss. Vereins Bremen, 29, 1935.
- Wildvang, D.:** Zur Geologie des unteren Ledatales. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen, 1939.
- Wilhelm, Otto:** Morphologische Untersuchungen am Nordrand der Niederhessischen Senke. Diss. Göttingen 1937.
- Wimmer, A.:** Grundlagen eines wasserwirtschaftlichen Raumordnungsplanes für Westfalen. Raumforschung u. Raumordnung. 3. Jg. 1939.
- Wimmer, J.:** Historische Landschaftskunde. Innsbruck 1885.
- Woldstedt, P.:** Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesellsch. 77, 1925.
- Woldstedt, P.:** Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. 21. Jahresber. d. Nieders. Geol. Vereins, Hannover 1928.
- Woldstedt, P.:** Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
- Woldstedt, P.:** Erläuterungen zur geologisch-morpholog. Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes. Preuß. Geol. Landesanstalt 1935.
- Woldstedt, P.:** Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. Geol. Rundschau, 29, 1938.
- Woldstedt, P.:** Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. Abh. d. Naturw. Vereins z. Bremen, 31, 1939.
- Wolf, W.:** Einige glazial-geologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. 79, 1927.
- Wolf, W.:** Der geologische Aufbau der weiteren Umgebung des Kreises Syke. In „Syker Heimatbuch“ herausg. von A. Paul. Wolfenbüttel 1929.
- Wortmann, Heinr.:** Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1936.
- Wunstorf und Fliegel:** Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 67, 1910.
- Zimmermann, E. E.:** Löß- und Decksand am Südrande der Niederrheinischen Bucht. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanstalt, 1918.
- Zimmermann, E.:** Der Hauptterrassenton der Inselberg- und des Schaephuysener Bergzuges westlich Moers kein Tegelenton. Bemerkungen über das Klima der Hauptterrassenzeit im Rheinland. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1934, 55.

Karten

Topographische Karte des Deutschen Reiches, 1 : 25 000 (Meßtischblätter) Ausgabe 1892—1912, 270 Blätter.

Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000.

Topographische Übersichtskarte 1 : 200 000, Ausgabe C, D.

Übersichtskarte 1 : 300 000.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, 134 Blätter.

Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, Bl. Cleve—Wesel.

Bodenkundlicher Atlas von Niedersachsen, 1941.

Beyenburg, Quitzow, Udluft: Geologische Übersichtskarte des Rheinisch-Westf. Industriegebietes 1 : 500 000. Reichsamt f. Landesaufnahme Berlin, 1931.

Fuchs, A.: Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes 1 : 100 000, Berlin 1928.

Kukuk, P.: Geologische Übersichtskarte des Kreidebeckens von Münster (bei abgedecktem Diluvium) Berlin 1938.

Paeckelmann, W.: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges 1 : 200 000. 2 Bl. Berlin 1926.

Paeckelmann, W.: Geologische Übersichtskarte des östlichen Sauerlandes 1 : 154 000, Jb. d. Pr. Geol. Landesanstalt, Bd. 54, 1933.

Stille, H.: Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung zwischen Vogelsberg—Rhön und der Norddeutschen Tiefebene 1 : 250 000, Berlin 1922.

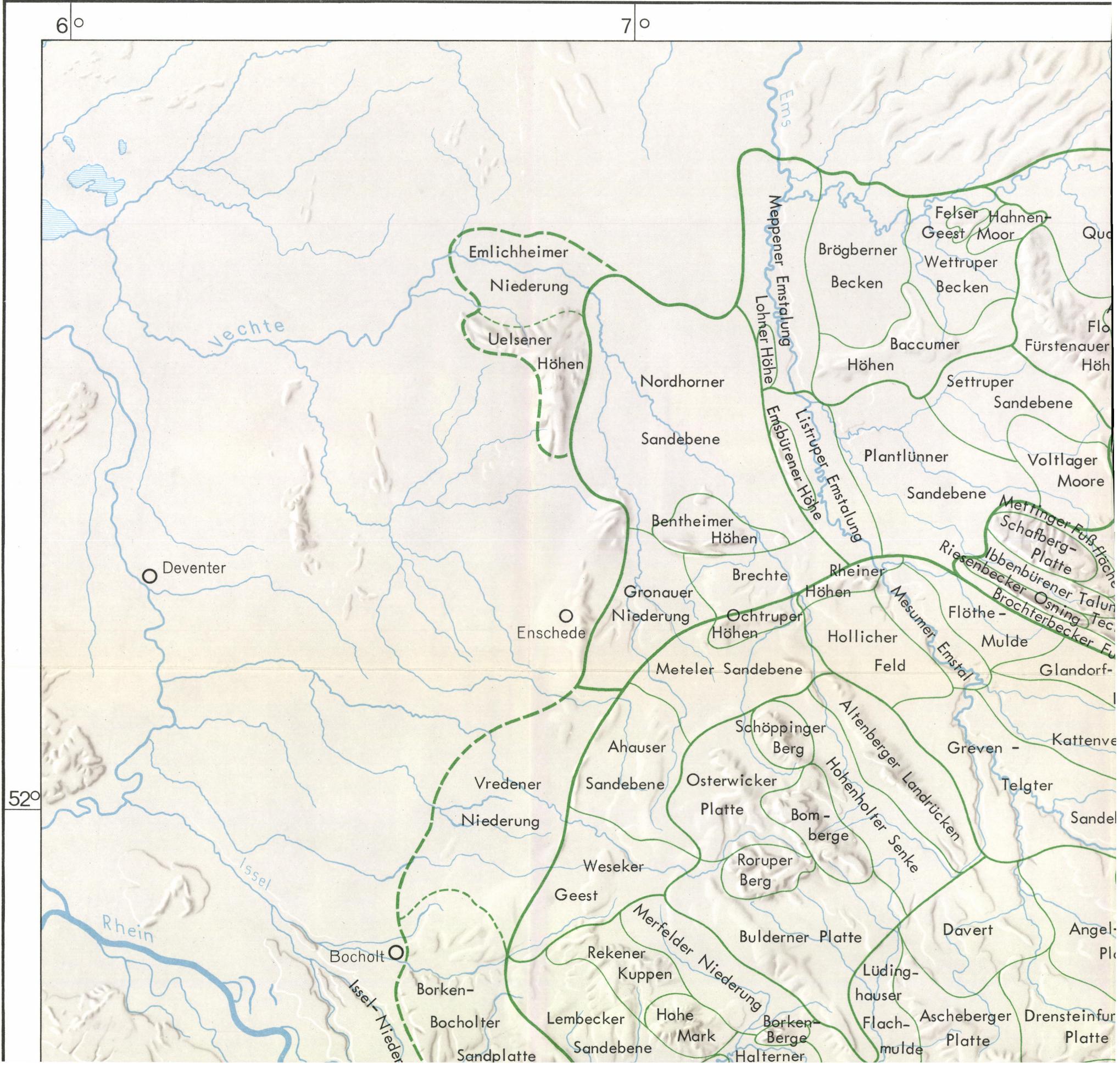
Stille, H.: Geologische Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Egge-Gebirge 1 : 75 000, Berlin 1923.

Stille, H. u. Brinkmann: Der tiefere Untergrund Süddoldenburgs 1 : 375 000. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 116, 1930.

Stille, H. u. Mestwerdt, A.: Geologische Übersichtskarte des südlichen Teutoburger Waldes 1 : 100 000, Berlin 1919.

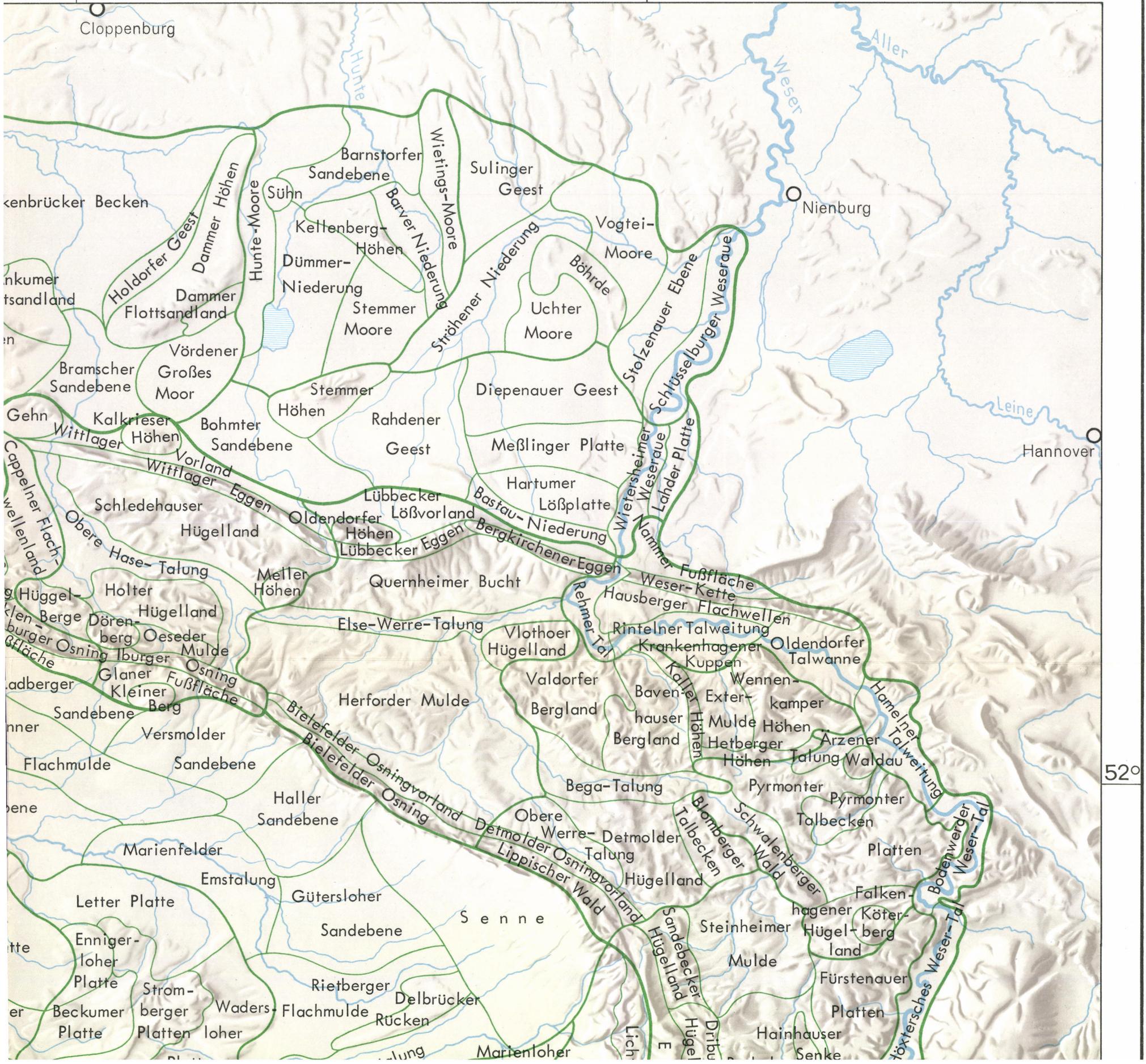
Taschenmacher, W.: Bodenübersichtskarte von Westfalen. Westf. Forschungen Münster 1939.

Woldstedt, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 1 500 000. Preuß.-geol. Landesanstalt, 1935.



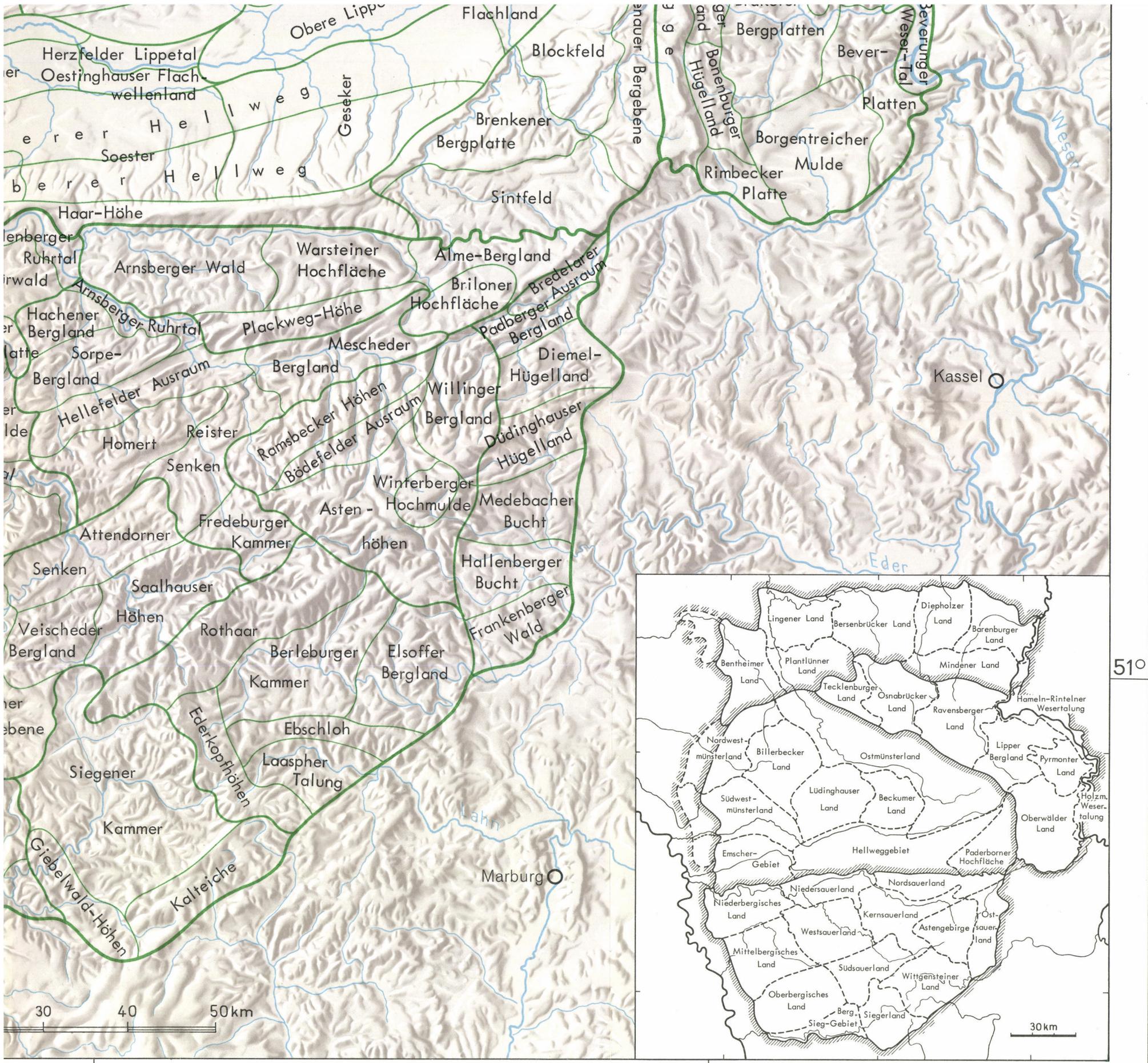
8°

9°



52°





turräume Westfalens