Werk

Titel: Besprechungen

Ort: Leipzig

Jahr: 1913

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0004|log94

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

II. Besprechungen.

B. Unter der Redaktion der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit.

Versuch einer Gliederung des norddeutschen Diluviums.

Mit einer Gliederungstabelle.

Von **C. Gagel.**

Literatur.

Die wichtigste Literatur für die Frage des Interglazials und der Gliederung der norddeutschen Diluvialbildungen ist in folgendem zusammengestellt. Es ist nicht beabsichtigt, diese fast unübersehbare Literatur vollständig aufzuführen, sondern nur die Werke, die wichtige und wesentliche, bleibende Resultate bringen, die nicht inzwischen schon widerlegt und abgetan sind. Auch die älteste Literatur, die in den wichtigsten, neuen Schriften immer und immer wieder zitiert ist, ist nicht besonders aufgeführt.

J. bedeutet Jahrbuch d. Kgl. pr. geol Landesanstalt,
Z. bedeutet Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft,
N. J. bedeutet Neues Jahrbuch für Mineralogie usw.

Die wichtigsten und endgültigen Darstellungen über Lagerungsverhältnisse und Faunen-, bzw. Florenlisten der Hauptinterglaziale sind in den betreffenden Blättern der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten enthalten, und diese sind daher nicht einzeln aufgeführt; ebenso ist eine sehr große Menge wichtiger Angaben in dem Sammelwerk: Ergebnisse von Bohrungen, Mitteilungen aus dem Bohrarchiv der pr. geol. L.-A. enthalten, publiziert: Jahrbuch der Kgl. pr. geol. Landesanstalt seit 1903; besonders die Kartenerläuterungen der erschienenen preußischen Karten sind beim Literaturstudium stets heranzuziehen.

1. Bärtling, Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Z. 64. 1912. S. 155—177.
2. Bauer, Das diluviale Diatomeenlager der Wilmsdorfer Forst bei Zinten, Ostpr. Z. 33. 1881. S. 196.
3. Behr und Tietze, Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa zwischen Oder und russischer Grenze. J. 1911. Teil I.

3a. Behr und Tietze, Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen. J. 1912. I.

4. Bünte, Die Diatomeenschichten von Lüneburg. Archiv Ver. Freunde der Naturg. Mecklenb. 1901. S. 39—82.
5. Cleve und Jentzsch, Über einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schr. phys.-ökon. Ges. zu Königsberg, Pr. 1882. B. 22. S. 129.
6. Dammer, Über einige neue Fundpunkte interglazialer Ablagerungen in der Lüneburger Heide. J. 1907. S. 658—665.

7. Dammer, Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Löße zwischen Zeitz und Weißenfels. J. 1908. I. S. 340.
8. Deecke, Interglazialer Torf in Vorpommern. Z. 1907. S. 35.
9. Deecke, Geologie von Pommern. Berlin 1907.
9a. Ebert, Über ein Kohlevorkommen im westpr. Diluvium. Z. 1883.
10. Elbert, Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensoe. X. Jahresbericht geogr. Ges. Greifswald 1906. S. 1—15.
11. Fliegel und Stoller, Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. J. 1910. S. 227—258.
12. Friedrich, Der Untergrund von Oldesloe. Mitt. geogr. Ges. von Lübeck 1902. N. 16. S. 45.
12a. Friedrich, Über neue Bohrungen in der Umgebung von Oldesloe in Holstein. Ebenda 1908. N. 22.
13. v. Fritsch, Ein alter Wasserlauf der Unstrut. Z. f. Naturw. 1898. B. 71. S. 30.
14. v. Fischer-Benzon, Die Moore Schleswig-Holsteins.
15. C. Gagel, Über eine diluviale Süßwasserfauna bei Tarbeck in Holstein. J. 1901. S. 293.
16. C. Gagel, Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. J. 1903. S. 61—90.
17. C. Gagel, Über die südliche und westliche Verbreitung der Oberen Grundmoräne in Lauenburg. Z. 1905. S. 434—445.
18. C. Gagel, Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglazial aus der Gegend von Elmshorn. J. 1904. S. 246—281.
19. C. Gagel, Über die stratigraphische Stellung des Glindower Tons. Z. 1905. S. 33.
20. C. Gagel, Zur Frage des Interglazials. Zentralblatt 1905. S. 673—678.
21. C. Gagel, Über die Entstehung und Beschaffenheit der Parchimer Interglazialschichten. Ebenda 1906. S. 66—72.
22. C. Gagel, Neuere Beobachtungen über diluviale Störungen im Lüneburger Turon. Z. 1905. S. 165—167. Tafel 1.
23. C. Gagel, Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung (des Oberen Geschiebemergels) in Schleswig-Holstein. J. 1907. S. 581—586.
24. C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. J. 1909. S. 246—255.
25. C. Gagel, Über die Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien. J. 1910. S. 66—88.
26. C. Gagel, Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. J. 1910. S. 193—252.
27. C. Gagel, Über interglaziale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein Z. 1910. S. 322—326.
28. C. Gagel, Über das Alter des Diluvialtorfes bei Lütjen-Bornholt. Zentralblatt 1910. S. 322—326.
29. C. Gagel, Weitere Funde paläolithischer Artefakte im Diluvium Schleswig-Holsteins. Ebenda 1911. S. 218.
30. C. Gagel, Das marine Diluvium und die pflanzenführenden Diluvialschichten Norddeutschlands. Z. 1910. S. 686—694.
31. C. Gagel, Zur Richtigstellung der Behauptungen des Herrn Lepsius über das norddeutsche Diluvium. Z. 1911. S. 497—503.
32. C. Gagel, Bemerkungen zu dem Vortrag des Herrn Horn über Winterhude. Z. 1912. S. 148—151.
33. C. Gagel, Bericht über die von R. Struck, C. Gagel und C. Gottsche geleiteten Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft 1909. Z. 1909. S. 430—452.

34. C. Gagel, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schrift Naturw. Vereins für Schleswig-Holstein. Bd. XV. 1912. S. 223—254 und diese Zeitschr. 1911.
35. C. Gagel, Über das Alter der Moräne am Emmerleffkliff und die Beweiskraft der Leitgeschiebe für das Alter der Moränen. Zentralblatt 1913. S. 215—224.
36. C. Gagel, Das Ratzeburger Diluvialprofil und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums. J. 1912. II. S. 385.
37. C. Gagel, Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg. J. 1903. S. 485.
38. C. Gagel, Das älteste Diluvium Sylts. Z. 1910. S. 81—85.
39. E. Geinitz, Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. J. Beil. B. XVI. 1902. S. 1—98.
40. E. Geinitz, Das Quartär von Sylt. N. J. Beil. B. XVI. 1905.
41. C. Gottsche, Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitt. geogr. Ges. Hamburg XIII. 1897. S. 130.
42. C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Ebenda. S. 180—275.
43. C. Gottsche, Der Untergrund Hamburgs: Hamburg in naturwissenschaftlicher und medizinischer Beziehung. Hamburg 1901. S. 14—29.
44. C. Gottsche, Vortrag über die Paludinenschicht Berlins. Z. 1886. S. 470—472.
44a. C. Gottsche, Tapessand von Steensigmoos. Z. 1904. S. 181—184.
45. Grupe, Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine. Z. 1909. S. 470.
46. Grupe, Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Z. 1912. S. 265.
47. Gürich, Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien. J. 1905. S. 43.
48. Gürich, Bericht über die Aufnahmetätigkeit in der Gegend von Striegau. J. 1910. II. S. 600—606.
49. Haeberlin, Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr. Z. 1911. S. 587 bis 594.
50. Harbort, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen interstadialen Charakters in Ostpreußen. J. 1910. II. S. 81—128.
51. Hartz und Oestrup, Danske Diatoméjord aflejringer Dansk geolog. Unders. 1899. II. 9.
52. Hartz, Bidrag til Danmarks tertiäre og diluviale Flora. Ebenda 1909 II. 20.
53. Heremann, Über Rhinoceros Merckii im Diluvium Westpreußens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna. Z. 1911. S. 13—35.
54. Hess v. Wichdorf, Über ein neues, ausgedehntes diluviales Kalklager bei Gr. Drewitz unweit Guben. Z. 1910. S. 72.
55. Horn, Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparks in Winterhude und des Elbtunnels. Z. 1912. S. 130—155; nebst Diskussionsbemerkungen dazu von Koert, Menzel, Gagel. Ebenda S. 156—170.
56. A. Jentzsch, Über die kalkfreien Einlagerungen des Diluviums. Z. 1894. S. 110—115.
57. A. Jentzsch, Das Interglazial bei Marienburg und Dirschau. J. 1895. S. 165 bis 190.
58. A. Jentzsch, Über eine diluviale Cardiumbank bei Succase bei Elbing. Z. 1887. S. 492.
59. A. Jentzsch, Schriften d. phys. ökon. Ges. zu Königsberg 1881. S. 149.
60. A. Jentzsch, Aufnahmebericht für 1894. J. 1894. S. LXXII.
61. A. Jentzsch, Bericht über die Verwaltung des Ostpreußischen Provinzialmuseums. Schrift. phys.-ökon. Ges. 1896. S. 81.
62. A. Jentzsch, Zur Kritik westpreußischer Interglazialvorkommen. Z. 1905. S. 87.

63. A. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese. J. 1884.
64. A. Jentzsch, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen. J. 1896. S. 14.
65. A. Jentzsch, Aufnahmebericht über Blatt Schwersenz. J. 1910. S. 608.
66. Jentzsch und Michael, Über die Kalklager im Diluvium bei Zlotowo. J. 1902. S. 78.
67. Jessen, Milthers, Nordmann, Hartz, En Boring gennem de kvartäre lag ved Skerumhede. Danm. Geol. Unders. II. 25. 1910.
68. Kaunhowen, Das geologische Profil längs der Berliner Untergrundbahn. J. 1906. S. 373—398.
69. Kaunhowen, Der Boden Groß-Berlins. Stuttgart 1911.
70. K. Keilhack, Über präglaziale Süßwasserablagerungen. J. 1882. S. 133.
71. K. Keilhack, Über das interglaziale Torflager im Diluvium bei Lauenburg. J. 1884. S. 211.
72. K. Keilhack, Über das Alter der Torflager und ihrer Begleitschichten von Klinge bei Kottbus. Z. 1892. S. 369.
73. K. Keilhack, Über das Auftreten zweier verschiedenaltriger Löße in der Gegend von Altenburg-Meuselwitz. Z. 1898. S. 179.
74. K. Keilhack, Geologische Mitteilungen aus dem südlichen Fläming. J. 1888. S. 128.
75. K. Keilhack, Ergebnisse der Aufnahmen im Fläming 1901—1904. J. 1904. S. 682.
76. Koert, Diluviale Süßwasserschichten bei Werder. Z. 1899. S. 66.
77. Koert und Weber, Über ein neues interglaziales Torflager. J. 1899. S 185 bis 194.
78. Koert, Diskussionsbemerkung über Winterhude. Z. 1912. S. 144.
79. P. G. Krause, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. J. 1908. S. 198.
80. P. G. Krause, Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. J. 1909. S. 91.
81. P. G. Krause, Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. J. 1912. S. 126—159.
82. Korn, Über einen diluvialen Süßwasserkalk von Vevais bei Wriezen. J. 1912. S. 41—48.
83. Kurtz, Die diluvialen Flußläufe zwischen Niederrhein und Elbe. Gymnasialprogramm Düren 1912.
84. Laufer, Ein Süßwasserbecken der Diluvialzeit. J. 1881. S. 496.
85. v. Linstow, Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenheinichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. J. 1908. S. 327—336.
86. v. Linstow, Über Okerkalke in der Nähe von Kemberg bei Wittenberg. J. 1908. S. 94—97.
87. Maas, Über einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel. J. 1898. S. CCII—CCXVIII.
88. Maas, Über Erdmoränen in Westpreußen und in angrenzenden Gebieten. J. 1900. S. 93—147.
89. Maas, Über präglaziale, marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. Z. 1904. S. 21—24.
90. H. Menzel, Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im nördlichen Hannover. I. Die Interglazialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. J. 1903. S. 254—289.
91. H. Menzel, II. Eine jungdiluviale Conchylienfauna aus Kiesablagerungen des mittleren Leinetales. Ebenda S. 337—348.
92. H. Menzel, Über das Vorkommen von Cyclostoma elegans in Deutschland seit der Diluvialzeit. Ebenda. S. 381—390.
93. H. Menzel, Diskussionsbemerkung über Winterhude. Z. 1912. S. 142.

94. H. Menzel, Die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks. Z. 1912. S. 177 ff.
95. Er. Meyer, Aufnahmebericht über die Aufnahmen in Samlande. J. 1910. S. 624.
96. Monke, Zweimalige Vereisung und Interglazial südlich der Elbe. J. 1902. S. 625—628.
97. G. Müller und Weber, Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. Abh. pr. geol. L.-A. 1904. N. F. Nr. 40.
98. G. Müller und Weber, Über ältere Flußschotter bei Bad Oeynhausen und Alfeld und eine in ihnen abgelagerten Vegetationsschicht. J. 1902. S. 360.
99. G. Müller, Über das Lauenburger Torflager usw. J. 1897. S. 73—76. (in »Neuere Forschungen auf dem Gebiet der Glazialgeologie).
99a. G. Müller, Präglaziale marine und Süßwasserablagerungen bei Boitzenburg, Arch. Fr. Nat. Meckl. 1899.
100. Madsen, Nordmann, Hartz, Eemzonerne. Studier over Cyprina leret og andre Eemaflejringer. Danm. geol. Unders. II. R. Nr. 17. 1908.
101. Milthers und Nordmann, Über einige interglaziale Süßwassermollusken der Gegend von Posen. Z. 1902. S. 32—43.
102. Nehring, Bemerkungen über das Torflager bei Klinge. Z. 1892. S. 371.
103. Nehring, Wirbeltierreste von Klinge. N. J. 1895. I. S. 183.
104. Petersen, Über die krystallinen Geschiebe der Insel Sylt. N. J. 1901. S. 99.
105. Petersen, Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. Z. 1905. S. 276 ff.
106. Preuss, Zur Kenntnis der Ost- und Westpreußischen Diluvialflora. Schr. phys. ökon. Ges. Königsberg, Pr. 1910. S. 5.
107. Quaas, Die Tiefbohrung Waurichen I. J. 1911. S. 353—374.
108. Salisbury und Wahnschaffe, Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Z. 1888. S. 282.
109. Schmierer, Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf und über die Gliederung des magdeburgisch-braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. J. 1912. II. S. 400.
110. Schmierer und Sönderop, Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). J. 1902. S. 544.
111. H. Schröder, Zwei Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreußen. J. 1885. S. 219.
112. H. Schröder, Diluviale Süßwasserconchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreußen. J. 1887. S. 349.
113. H. Schröder, Eine große Felisart aus märkischem Diluvium. J. 1897. S. 126.
114. H. Schröder, Mitteilungen über die Aufnahmen bei Stade. J. 1898. S. CL.
115. H. Schröder, Hyaena aus märkischen Diluvium. J. 1904. S. 336.
116. H. Schröder und Stoller, Diluviale marine und Süßwasserschichten bei Ütersen-Schulau. J. 1906. S. 455—527.
117. H. Schröder und Stoller, Wirbeltierskelette aus dem Torf von Klinge bei Kottbus. J. 1905. S. 418—453.
118. Siegert und Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a/S. und Weißenfels. Abh. pr. geol. L.-A. N. F. 60. 1911.
119. Siegert, Zur Kritik des Interglazialbegriffs. J. 1908. S. 531.
120. Schucht, Die diluvialen Ablagerungen von Godenstedt bei Zewen. »Aus der Heimat, für die Heimat.« N. F. 11.
121. Schucht, Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des norddeutschen Diluviums. J. 1908. II.
122. Sönderop und Menzel, Bericht über die Exkursion nach Phoeben. Z. 1910. S. 623.

123. Stoller, Über die Zeit des Aussterbens der Brasenia purpurea in Europa. J. 1908. S. 62—93.
124. Stoller, Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide. J. 1909. S. 433—450.
125. Stoller, Über das fossile Vorkommen der Gattung Dulichium in Europa. J. 1909. S. 157—164.
126. Stoller, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. I. Motzen, Werlte, Olsdorf-Hamburg. J. 1908. I. S. 102.
127. Stoller, desgl. II. Lauenburg-Elbe (Kuhgrund). J. 1911. S. 109—144.
128. Stoller, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide. 2. Jahresbericht niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909.
129. Stolley, Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt. III. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst. IV. 1901.
130. Stolley, Nochmals das Quartär und Tertiär von Sylt. N. J. 1912. S. 157 bis 183.
131. Stolley, Das Alter des nordfriesischen Tuuls. N. J. 1905.
132. Ströse, Die Bacillariaceenlager bei Kliecken Anhalt 1884.
133. Struckmann, Briefliche Mitteilung. Z. 1879. S. 788.
134. Struckmann, Über die bisher in der Provinz Hannover aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugetiere. 33. Jahresber. naturw. Gesellsch. zu Hannover 1884. S. 21.
135. Struckmann, Desgl. 40.—41. Jahresbericht 1892. S. 48.
136. Tietze, Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. J. 1912. II.
137. Tietze, Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. J. 1910. II.
138. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. J. 1910. I. S. 258.
139. Torell, Undersökningar öfver Istiden. Deustch. Z. 1888.
139a. Tornau, Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreußen. J. 1910. I. S. 299.
140. R. Wagner, Das ältere Diluvium im mittleren Saaletal. J. 1904. S. 95—204.
141. F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. III. Stuttgart 1909.
141a. F. Wahnschaffe, Die Quartärablagerungen von Frose und Nachterstedt. Z. 1899. S. 41.
142. F. Wahnschaffe, Die Ergebnisse einer Tiefbohrung bei Niederschönweide. Z. 1893. S. 288.
143. F. Wahnschaffe, Süßwasserfauna und Diatomeenschichten im unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. J. 1884. S. 20.
144. F. Wahnschaffe, Über Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. J. 1896. S. 126.
145. F. Wahnschaffe, Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin. Z. 1906. S. 152—168.
145a. F. Wahnschaffe, Über das Vorkommen geschiebefreien Tons in den obersten Schichten des unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. J. 1881. S. 535—543.
146. Weber, Über zwei Torflager im Bett des Nordostseekanals bei Grünental. N. J. 1891. II. S. 62—228.
147. Weber, Über eine diluviale Flora bei Fahrenkrug. Beiblätter zu Englers Botan. Jahrb. 1893. S. 18.
148. Weber, Zur Kritik interglazialer Pflanzenablagerungen. Abh. naturw. Ver. Bremen 1896. S. 483.

149. Weber, Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. Abh. naturw. Ver. Bremen. 1896. S. 415.
150. Weissermel, Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Aschersleben und Ballenstedt. J. 1910. II. S. 550.
151. Wesenberg-Lund, Über einige eigentümliche Temperaturverhältnisse in der Litoralregion der baltischen Seen und deren Bedeutung. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie 1912. S. 287—316.
152. Wiegers, Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. J. 1905. S. 58.
153. Wiegers, Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Z. 1912. S. 578.
154. W. Wolff, Aufnahmeergebnisse in der nördlichen Kassubei (Blatt Prangenau und Paglau). J. 1900.
155. W. Wolff, Beobachtungen über neue Vorkommen von fossilführendem Diluvium. Z. 1905. S. 275.
155a. W. Wolff, Der Untergrund Bremens. Z. 1909. S. 348.
156. W. Wolff, Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schrift naturforsch. Ges. Danzig. N. F. XIII. 1913. S. 59—105.
157. Woltersdorf, Die Conchylienfauna der Kalktuffe mit Helix canthensis (Stufe des Altpleistocäns) von Schwanebeck bei Halberstadt. Z. 1896. S. 192—197.
158. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abh. naturforsch. Gesellsch. Halle XXIII. 1900.
159. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Z. f. Naturw. 1901. S. 65.
160. Wüst, Beiträge zur Kenntnis des pleistocänen Kalktuffs von Schwanebeck bei Halberstadt. Z. 1902. S. 14—26.
161. Wüst, Fossilführende pleistocäne Holtemmeschotter bei Halberstadt. Z. 1907. S. 120—130.
162. Wunstorf, Über Löß und Schotterlehm im niederrhein. Tiefland. Verh. naturw. Ver. Rheinl. u. Westf. 1912. S. 293—340.
163. Wunstorf und Fliegel, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. pr. geol. L.-A. N. F. Nr. 57.
164. Zeise, Aufnahmeberichte über die Danziger Gegend. J. 1896. S. LXXXV.
165. Zeise, Ein neuer Aufschluß im Interglazial von Westpreußen. Z. 1901. S. 97.
166. Zeise, Geologisches vom Kaiser Wilhelmkanal. J. 1901.

Die ganz überwiegende Mehrzahl der Forscher, die sich mit den glazialen Erscheinungen der Diluvialzeit befaßt haben, ist zu der Überzeugung gekommen, daß die diluvialen Ablagerungen keinem einheitlichen Vorgang ihre Entstehung verdanken, sondern einer mehrfachen Wiederholung von Eisbedeckungen und dazwischen liegender langer, eisfreier Zeiten. Diese Überzeugung hat sich sowohl in Norddeutschland—Skandinavien Bahn gebrochen, wie in dem Alpengebiet, wie in Nordamerika, und nur eine verschwindend geringe Anzahl von Forschern, die das Diluvium aus eigener Anschauung kennen, glaubt noch mit einer im wesentlich einheitlichen Eisbedeckung auskommen zu können, die nur verhältnismäßig kurze und geringfügige Oszillationen im Randgebiet ausgeführt hat.

Die Gründe für die von der überwiegenden Anzahl der Glazialgeologen angenommenen Mehrzahl der großen diluvialen Vereisungen sind folgende.

1. Das Auftreten zahlreicher Grundmoränenbänke, die durch weit aushaltende fluvioglaziale Ablagerungen getrennt sind, bzw. mit solchen in Verbindung stehen, die in Terrassen von sehr verschiedener Höhe gegliedert sind, zwischen denen sehr tiefgehende und energische Erosionswirkungen nachweisbar sind.

2. Der außerordentlich verschiedene Erhaltungszustand sowohl in bezug auf die morphologischen Formen wie in bezug auf die Tiefe und Intensität der Verwitterung bei den verschiedenen Moränen und fluvioglazialen Ablagerungen, der in dem Gegensatz zwischen ganz frischen Moränen mit typischen, unzerstörten Oberflächenformen und ganz geringer Verwitterungsrinde und alten »greisenhaften« Moränen mit stark oder völlig denudierten Oberflächenformen und sehr tiefgehender und ungemein intensiver Verwitterung (Ferrettisierung) in die Erscheinung tritt.

3. Das Auftreten von extraglazialen Ablagerungen zwischen Moränen und fluvioglazialen Sedimenten, in denen die Reste von wärmeliebenden Faunen und Floren nachweisbar sind, die nach unseren Erfahrungen nicht dicht am Rande eines Inlandeises gelebt haben können.

4. Endlich das Auftreten solcher vorerwähnter, ungemein tief und energisch verwitterter Moränen und fluvioglazialer Ablagerungen unter völlig frischen glazialen Bildungen, zum Teil aber im Zusammenhang mit den vorerwähnten Ablagerungen, die Reste wärmeliebender Faunen und Floren führen.

Diese drei, bzw. vier Gruppen von Erscheinungen sind in sämtlichen vorerwähnten drei Hauptdiluvialgebieten in gleicher Weise beobachtet und meistens auch in gleicher Weise gedeutet worden.

Demgegenüber steht eine kleine Gruppe von Forschern, die teils aus theoretischen Gründen für eine Einheitlichkeit der Eiszeit eintreten, teilweise auch die Richtigkeit der den oben angeführten Argumenten zugrunde liegenden Beobachtungen direkt bestreiten oder wenigstens diese Beobachtungstatsachen anders deuten wollen.

Über die Anzahl der verschiedenen Vereisungen in den Hauptdiluvialgebieten herrscht noch keine völlige Übereinstimmung unter der Gruppe der Polyglazialisten; Penck-Brückner in den Alpen und die Mehrzahl der nordamerikanischen Geologen treten für eine viermalige allgemeine Vereisung ein nebst einigen mehr oder minder erheblichen »Stadien«; in Norddeutschland ist wohl die Mehrzahl der Glazialgeologen der Ansicht, daß dort nur drei Eiszeiten nachweisbar sind; ganz vereinzelt wird auch noch eine zweimalige diluviale Vergletscherung und nur eine Interglazialzeit vertreten.

Es soll die Aufgabe der folgenden Zeilen sein, die Beweise und Gründe, die für eine mehrmalige Vereisung des norddeutschen Tieflandes sprechen, zusammenzustellen, sie auf ihren Wert und ihre Beweiskraft zu prüfen, die nach unseren heutigen Erfahrungen unbrauchbaren Argumente für Interglaziale auszuscheiden, um so einen Überblick zu ge-

winnen, ob und in wie weit die Ansicht von der mehrfachen Wiederholung des glazialen Diluvialphänomens besser begründet ist als die von der Einheitlichkeit der Eiszeit.

Um diese Untersuchung nicht einen weit über den Rahmen dieser Zeitschrift hinausgehenden Umfang annehmen zu lassen, muß ich mich bei der Diskussion auf die wesentlichen und gut untersuchten Vorkommen beschränken — eine Aufzählung und Diskussion aller jemals für Interglazial gehaltener Ablagerungen und noch mehr eine kritische Auseinandersetzung mit allen über die Frage des norddeutschen Interglazials veröffentlichten Schriften würde einen weit größeren Raum in Anspruch nehmen, als er in dieser Zeitschrift zur Verfügung steht, ohne die vorliegende Frage deshalb weiter zu fördern. Daß besonders unter den älteren Angaben für Interglaziale vieles enthalten ist, was einer schärferen Kritik nicht standhält, ist ohne weiteres zuzugeben, und die genauere Besprechung dieser Vorkommen kann deshalb ohne Schaden unterbleiben.

Was nun die erste Gruppe von Argumenten betrifft, so ist es nach übereinstimmender Ansicht aller Diluvialforscher klar, daß aus der Tatsache vielfacher, nur durch fluvioglaziale Sedimente getrennter Grundmoränen allein nicht auf eine Mehrzahl von getrennten Vereisungszeiten geschlossen werden kann, sondern daß es nur als nebensächliches Argument in den Fällen brauchbar ist, wenn die fluvioglazialen Zwischenschichten von sehr erheblicher Mächtigkeit und Horizontalverbreitung sind (was sich im allgemeinen nicht einwandfrei nachweisen läßt), oder wenn diese trennenden fluvioglazialen Sedimente im unzweideutigen Zusammenhang mit großen Terrassen und Erosionserscheinungen in den Abflußtälern stehen, was im eigentlichen Norddeutschland bisher nur für die jüngsten Moränen nachweisbar war. Nur im südlichen und westlichen Randgebiete des norddeutschen Diluviums sind bisher Versuche gemacht worden, die Terrassengliederung der Flüsse mit der Gliederung des nordischen Diluviums und mit älteren Diluvialablagerungen glazialer Natur in Beziehungen zu bringen; diese Forschungen haben um so überzeugendere Resultate ergeben, als sie mit Argumenten der dritten Gruppe, die sich aus dem Vorhandensein wärmeliebender Floren und Faunen ergaben, kombiniert werden konnten.

Aus der Tatsache, daß z. B. die interglazialen Saaleterrassen, die von nordischen Moränen und Moränenresten unterlagert und überlagert werden, selbst aber im wesentlichen südliches Material führen, eine geologische Arbeit des Flusses darstellen und beweisen, die mindestens ebenso groß und ergiebig gewesen ist als die geologische Arbeit des Flusses in der — für jene Gegend — postglazialen Zeit (12 km breites Tal mit 3—10 m Schottermächtigkeit) (Nr. 118 des Literaturverzeichnisses) ist meines Erachtens mit Sicherheit zu schließen, daß diese interglaziale Tal- und Terrassenbildung mindestens ebensolange Zeit gebraucht hat, als seit dem Verschwinden des Eises aus jener Gegend ver-

gangen ist, also mindestens ebensolange gedauert hat, als die Postglazialzeit (vielleicht ebensolange als die Postglazialzeit und die letzte Eiszeit zusammen), und wir werden einen Zeitabschnitt mindestens von der Länge und Bedeutung der Postglazialzeit nicht als eine kurze und geologisch irrevalente Oszillation bezeichnen können, sondern wohl als wirkliche große Interglazialzeit bezeichnen müssen.

Daß die rein stratigraphische — noch aus der Zeit der Drifttheorie stammende — Gliederung auf den Karten der preußischen geologischen Landesaufnahme in einen »Oberen« und die mehrfachen »Unteren« Geschiebemergel, die lediglich durch (zum Teil sehr wenig mächtige) Sandzwischenlagen getrennt sind, besonders auf den älteren Karten bis zum Anfang der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts, für die Entscheidung der vorliegenden Frage der mehrfachen Vereisung von sehr geringer Bedeutung ist, ist ohne weiteres zuzugeben und wird durch verschiedene Ursachen bedingt.

Einenteils ist nämlich, besonders bei den älteren Karten aus der Umgegend von Berlin und aus Ostpreußen, durchaus nicht immer rein stratigraphisch und nach reiner Beobachtung kartiert, sondern es ist damals bei der Abgrenzung von »Oberem« und »Unterem« Geschiebemergel in zweifelhaften Fällen vielfach von Kriterien und Hypothesen ausgegangen, die, wie wir heute wissen, großenteils irrtümlich waren, z. B. von der Annahme, daß das Diluvium durchgehend horizontal gelagert sei, daß der Obere Geschiebemergel braun, bzw. gelb und verhältnismäßig wenig mächtig, dagegen der »Untere« Geschiebemergel grau, bzw. blaugrau gefärbt und stets sehr viel mächtiger sei (entsprechend dem »Diluvium jaune« und »Diluvium bleu«), daß mächtige Sande und geschichtete Tone nur im »Unteren« Diluvium vorkämen usw., und anderenteils ist diese rein stratigraphische Gliederung in einen »Oberen« und die darunterliegenden vielfachen »Unteren« Geschiebemergel auch im Gebiete des baltischen Höhenrückens durchgeführt, wo nicht nur das Diluvium überhaupt, sondern auch das jüngste Diluvium von ganz ungewöhnlicher Mächtigkeit ist, aus sehr zahlreichen Geschiebemergelbänken besteht, und wo die für die Altersgliederung des Diluviums in Produkte verschiedener Eiszeiten maßgebenden, Fauna und Flora führenden Interglazialablagerungen meistens so tief liegen, daß sie nur bei ganz besonders günstigen Umständen zur Beobachtung gelangen können. Der »Untere« Geschiebemergel der Karten der preußischen Landesaufnahme besteht also aus Gebilden von sehr verschiedenem Alter und sehr verschiedener stratigraphischer Bedeutung und gehört sicher zu sehr erheblichen Teilen ins jüngste, »Obere« Diluvium, in die Zeit nach Ablagerung der Interglazialbildungen mit wärmeliebender Fauna und Flora, bzw. in die Zeit der Ablagerung der großen oberdiluvialen Endmoränen (37).

Erst durch die zahlreichen Bohrungen der letzten 20 Jahre haben wir eingehendere und zuverlässigere Vorstellungen davon bekommen,

wie mächtig das Diluvium besonders im Gebiete des baltischen Höhenrückens (aber stellenweise noch außerhalb desselben) ist, aus wie zahlreichen Grundmoränenbänken dieses jüngste Diluvium besteht, im Anschluß daran aber leider auch, wie außerordentlich selten in diesen Bohrungen Schichten und Erscheinungen getroffen werden, die zu einer historischen Gliederung im Sinne der Ablagerungen verschiedener, großer Eiszeiten sich verwerten lassen.

Der aus den Anforderungen der praktischen Verwertung und des Kartendrucks sich ergebende Zwang, eine rein stratigraphische Gliederung des Diluviums auch dort durchzuführen, wo die Beweise für eine historische Gliederung in Ablagerungen verschiedener Eiszeiten nicht (bzw. nicht mehr) vorhanden oder nicht nachzuweisen sind, da die Aufschlüsse dazu ganz ungenügend sind, rechtfertigt die Methode der preußischen Kartierung, den obersten Geschiebemergel von den tiefer liegenden »Unteren« abzutrennen; ob und in wie weit dann diese rein stratigraphische Gliederung der historischen entspricht, wird sich in vielen Gebieten entweder überhaupt nicht oder erst nach Erlangung eines genauen Überblickes über die Verhältnisse des ganzen Flachlandes entscheiden lassen.

In den preußischen Kartenaufnahmen etwa seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts, die großenteils sich entweder auf Randgebiete der nordischen Vereisung oder auf besonders günstig aufgeschlossene Gebiete erstrecken, ist es dagegen vielfach schon gelungen, die rein stratigraphische Gliederung mit der historischen im Sinne mehrerer, durch große Interglazialzeiten getrennter Inlandeisinvasionen in Übereinstimmung zu bringen und nachzuweisen, daß hier die »Unteren« Geschiebemergel wirklich älteren Vergletscherungen angehören, indem Argumente der zweiten und dritten Gruppe einwandfrei mit der rein stratigraphischen Gliederung und der Terrassengliederung kombiniert werden konnten.

Die zweite Gruppe der für eine Gliederung des Diluviums und für die Annahme langer, warmer Interglazialzeiten verwendeten Erscheinungen — die verschiedene Formerhaltung und der verschiedene Verwitterungsgrad der glazialen und fluvioglazialen Gebilde — liefert nach Ansicht einer immer zahlreicher werdenden Gruppe von Diluvialforschern besonders zwingende Beweise in dieser Beziehung.

Wer das norddeutsche Diluvium aus eigener Anschauung kennt, dem muß der frappante Gegensatz zwischen den Landschaftsformen in der Umgebung des baltischen Höhenrückens und denen z. B. westlich der Elbe und in Schlesien als erstes und auffälligstes einen ganz besonders tiefen Eindruck machen und dringend nach einer Erklärung rufen.

In dem einen Gebiet findet man nur schroffe, zum Teil sehr schroffe, frische Geländeformen und eine Unzahl geschlossener, abflußloser Depressionen, Moore, Seen usw., in dem anderen ein ganz flachwelliges, völlig abdrainiertes Gebiet mit »greisenhaften« Oberflächenformen, trotzdem die petrographischen Elemente des Aufbaues im wesentlichen

dieselben sind. Auf dem baltischen Höhenrücken und noch zum Teil erheblich über ihn hinaus finden wir ferner (abgesehen von einem beschränkten Gebiet in Hinterpommern), daß die Verwitterungstiefe der diluvialen Bildungen eine geringe, bzw. sehr geringe ist (1,25—1,75 m, oft noch wesentlich weniger); im Westen Schleswig-Holsteins und mehr vereinzelt auch in anderen, weiter außerhalb des Höhenrückens gelegenen Gebieten treffen wir dagegen gar nicht so selten glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen, die bis auf 10, 12 ja 20 m Tiefe und noch mehr ganz außerordentlich intensiv verwittert sind und dadurch im schärfsten Gegensatz zu jenen frischen Bildungen des Höhenrückens stehen (27).

Daß zu einer 10—20 mal so tief gehenden und meistens auch erheblich intensiveren Verwitterung unter sonst gleichen Umständen auch mindestens eine 10—20 mal solange Zeit gehört, ist doch der nächstliegende Schluß, der so lange zu Recht bestehen bleibt, als nicht andere uns noch unbekannte Faktoren als Ursache dieser so auffälligen Verschiedenheiten nachgewiesen werden. Nehmen wir dazu die weitere Tatsache, daß diese so außerordentlich tief gehenden und intensiven Verwitterungserscheinungen nicht nur außerhalb (westlich und südlich) von dem frischen, wenig verwitterten Diluvium auftreten, sondern auch zum Teil unter diesem frischen Diluvium beobachtet sind, und zwar stellenweise im stratigraphischen Zusammenhang mit pflanzenführenden Ablagerungen, die die in Europa jetzt ausgestorbene wärmeliebende Diluvialflora enthalten, so wird die Wahrscheinlichkeit, daß wir in diesen so außerordentlich tiefgehenden Verwitterungserscheinungen die Produkte einer, bzw. mehrerer warmer Interglazialzeiten vor uns sehen, nach unserer jetzigen Kenntnis der Verhältnisse und der wirksamen Faktoren meines Erachtens zur Gewißheit.

Es handelt sich dabei nicht nur um eine außerordentlich tiefgehende Entkalkung der normalerweise recht kalkhaltigen glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen, sondern auch um eine oft recht weitgehende Zersetzung (Verlehmung) der in ihnen enthaltenen Feldspäte und um eine intensive Eisenhydroxydbildung, einen Komplex von Erscheinungen, der nach unseren jetzigen Kenntnissen nur durch intensive Oberflächenverwitterung unter gleichzeitiger Mitwirkung von Wasser, Luft und Kohlensäure bedingt sein kann, nicht etwa, wie von gewisser Seite neuerdings behauptet ist, eine einseitige Auflösungserscheinung infolge von zirkulierendem Grundwasser darstellt, was schon aus dem Grunde in vielen Fällen unmöglich ist, weil die von dieser intensiven Verwitterung und Zersetzung betroffenen Grundmoränenbänke praktisch wasserundurchlässig und die derartig verwitterten Sand- und Kiesschichten zum Teil nahezu oder völlig grundwasserfrei sind.

Daß derartig tiefgehende Verwitterungserscheinungen außerhalb der Verbreitung des jungen, frischen Diluviums relativ so selten sind, liegt — soweit es nicht einfach Mangel an Beobachtung ist (20, 21)

— offenbar zum erheblichen Teil daran, daß sie dort großenteils der Denudation und Erosion zum Opfer gefallen sind, zum Teil auch daran, daß die älteren glazialen Ablagerungen außerhalb der Verbreitung des jungen, frischen Diluviums vielfach von Löß bedeckt und dadurch sowohl der Verwitterung wie auch der Beobachtung entzogen sind.

Was nun die dritte Gruppe von Argumenten für eine Gliederung des Diluvialphänomens, die extraglazialen Ablagerungen mit organischen Resten betrifft, so sind darunter bisher sehr verschiedenartige und verschiedenwertige Dinge zusammengefaßt worden, und erst in den letzten Jahren haben sich die Anschauungen darüber zu klären begonnen, welche dieser Ablagerungen als Beweise für wirkliche, große Interglazialzeiten betrachtet werden können, und welche anderen in dieser Beziehung wertlos sind, bzw. nur kurze, kleine Eisrandoszillationen kennzeichnen.

Während man in der ersten Zeit vielfach geneigt war, jede fauna- und floraführende Schicht als Kennzeichen einer Interglazialzeit anzusehen, stellte es sich bei näherem Studium bald heraus, daß einige dieser Ablagerungen nur Reste arktischer, bzw. hocharktischer Lebewesen enthielten, die sehr gut am Rande des Inlandeises gedeihen konnten, mithin nichts für ein wärmeres Klima zur Zeit ihrer Ablagerung beweisen, während andere derartige Ablagerungen Tiere und Pflanzen enthalten, die nach unserer jetzigen Kenntnis ihrer Lebensbedingungen entweder ein dem heutigen Klima Norddeutschlands analoges oder gar ein noch günstigeres Klima voraussetzen, also zu beweisen scheinen, daß die Eisausdehnung zur Zeit ihrer Ablagerung mindestens ebenso gering gewesen sein mußte wie heutzutage.

Endlich kennen wir einige zwischen glazialen Komplexen gelegene, fossilführende Ablagerungen, bei deren Studium es sich herausgestellt hat, daß sich in ihnen Klimaänderungen in dem Sinne nachweisen lassen, daß sie unten mit organischen Resten beginnen, die auf arktische Lebensbedingungen hinweisen, daß darauf solche Organismen folgen, die immer bessere Klimabedingungen anzeigen, bzw. verlangen, bis sie zum Schluß wieder mit Resten mehr kälteliebender, bzw. arktischer Lebewesen abschließen. Daß derartige zwischen glazialen Komplexen eingeschlossene Ablagerungen besonders beweisend für die Existenz von wirklich warmen, großen Interglazialzeiten sind, liegt auf der Hand. Zu den Ablagerungen, die wegen des hocharktischen Charakters der in ihnen enthaltenen Lebewesen als Beweise für Interglazialzeiten eo ipso ausscheiden, gehören die Yoldiatone (= Portlandiatone) und die marinen Tone mit ähnlicher hocharktischer Fauna: *Phoca groenlandica*, *Gadus polaris*, *Leda pernula*, *Modiolaria corrugata*, *Tellina calcarea*, *Pandora glacialis* usw., sowie die Dryastone und ähnliche, interstadiale Ablagerungen, die im Gegenteil beweisen, daß bei ihrer Entstehung der Inlandeisrand sich in unmittelbarer Nähe befunden haben muß. Darauf weist nicht nur der biologische Charakter dieser Faunen und Floren (»Krüppelformen«) hin, sondern auch die Tatsache,

daß in diesen Ablagerungen mehr oder minder häufig gekritzte Geschiebe vorkommen, die durch Drift hineingeraten sein müssen.

Auch aus der Tatsache der häufiger beobachteten mehrfachen Verzahnung und unmittelbaren Wechsellagerung derartiger hocharktischer und borealer Ablagerungen mit Moränen läßt sich ihre Entstehung unmittelbar am Eisrand erweisen, der immer wieder Moränenfetzen in sie hineinschob.

Die große Bedeutung dieser sicher nicht interglazialen Ablagerungen mit arktischer zum Teil hocharktischer Fauna und zum Teil verkrüppelter Flora für die Lehre von den wirklichen Interglazialzeiten besteht darin, daß sie uns unwiderleglich beweisen, daß auch in Norddeutschland zur Zeit der diluvialen Eisbedeckungen ein sehr ungünstiges Klima geherrscht hat, das dem der jetzigen Arktis außerhalb der oder dicht an der Baumgrenze etwa entsprochen hat, daß also der mehrfach gemachte Einwand der Monoglazialisten, die diluvialen Gletscher könnten sich sehr gut unter annähernd eben solchen klimatischen Bedingungen wie heute bis tief nach Norddeutschland hinein mitten in unsere jetzige Vegetation erstreckt haben (nach Analogie mit den Gebirgsgletscherzungen Neuseelands), völlig unmöglich ist.

Wir kennen diluviale Faunen und Floren, die unmittelbar am Eisrand gelebt haben, und die sämtlich mindestens arkto-boreal, bzw. hocharktisch sind (*Yoldia arctica, Dryas octopetala*, die hochnordische, grönländische Varietät, nicht die alpine Form! *Salix polaris*, hochnordische Moose usw.), und wir kennen andere diluviale Faunen und Floren (30, 31), deren Existenzbedingungen mit denen dieser nachweislich am Inlandeisrande vorhandenen Faunen und Floren völlig unvereinbar sind, die mindestens dieselben Klimabedingungen, wie wir sie heute haben — ja zum Teil noch wesentlich bessere —, verlangen (*Ostrea edulis, Tapes aureus eemiensis, Gastrana fragilis, Syndesmya ovata, Haminea navicula, Ilex, Acer, Tilia, Juglans, Brasenia* usw.). Diese beiden Organismengruppen schließen sich heutzutage gegenseitig völlig aus.

Yoldientone, die den in Nordgrönland und Spitzbergen herrschenden Lebensbedingungen entsprechen, einerseits und Cyprinentone und Austernbänke, die etwa auf klimatische Verhältnisse hinweisen, wie wir sie jetzt in der Nordsee finden, sowie die typischen Eemablagerungen, deren bezeichnendste Formen erst südlich vom Ärmelkanal auftreten, können sich ebenso unmöglich zur selben Zeit und unter denselben Umständen gebildet haben, wie die hochnordische Moostundra mit ihren Krüppelformen gleichzeitig bei uns mit deutschem Laubhochwald mit Eiche, Linde, Ahorn, Stechpalme, Ulme, Weißtanne, sowie mit einer Teichvegetation mit Seerosen, Wassernuß, *Brasenia, Stratiotes* usw. existiert haben kann.

Es sei ausdrücklich auf den diesbezüglichen, merkwürdigen und meines Erachtens völlig unverständlichen Widerspruch der Monoglazia-

listen z. B. in E. Geinitz »Einheitlichkeit der quartären Eiszeit« S. 7 und 8 hingewiesen, wo es heißt: »Daß die gewaltigen Eismassen auf das Klima der Umgebung Einfluß ausübten, ist selbstverständlich; dadurch erklärt sich eine gewisse allgemeine Temperaturabnahme Nordeuropas«. Diese so zugestandene Temperaturabnahme ist erwiesen durch die Dryasflora, die Krüppeltundrenflora und die arktische Tierwelt. S. 7 l. c. wird aber zugestanden: »Fauna und Flora des Quartär entsprechen dem heutigen, nur ein wenig verbesserten Klima«, was ebenfalls durch die Interglazialfloren vollgültig erwiesen wird.

Dies ist ein vollkommener Widerspruch bei Annahme, daß die interglazialen und glazialen Faunen und Floren gleichzeitig gelebt, daß das Eis sich in ein Gebiet mit noch günstigerem Klima als jetzt hinein erstreckt hat, und läßt eben nur die eine Deutung und Auffassung zu, daß die glazialen und interglazialen Floren und Faunen, ebenso wie sie sich heutzutage gegenseitig ausschließen, auch im Diluvium zu ganz verschiedenen Zeiten bei uns gelebt haben, erstere bei abschmelzendem, bzw. vorstoßendem Inlandeis, letztere bei völlig verschwundenem Eise, was auch mit dem stratigraphischen Befunde in bestem Einklang steht.

Die erwiesene und zugestandene Tatsache des etwas besseren Klimas steht aber auch mit der immer wieder von Geinitz und Lepsius vorgebrachten Hypothese im Widerspruch, daß Norddeutschland zur Zeit des Diluviums mehrere hundert Meter höher gelegen habe als heutzutage, welche Hypothese auch ebenso im Widerspruch mit der erwiesenen Tatsache der altdiluvialen, von Holland bis Ostpreußen verbreiteten Flachwasserfauna der Eemzone steht (30, 31).

Zu jenen Ablagerungen, die von der überwiegenden Anzahl der Forscher auch jetzt noch als schlüssige Beweise für wirkliche, warme, große Interglazialzeiten betrachtet werden, gehören die Schichten mit *Corbicula fluminalis* und die marinen Ablagerungen mit *Ostrea edulis*, *Tapes aureus eemiensis* und anderen Formen, die wir jetzt nicht nördlicher als in der eigentlichen südlichen Nordsee, bzw. südlich vom Ärmelkanal und im Mittelmeer treffen, oder die schon ganz ausgestorben sind (*Mytilus cf. minimus* und *M. lineatus*, *Lucina divaricata*, *Syndesmya ovata*, *Gastrana fragilis*, *Haminea navicula*, *Cardium tuberculatum* und *C. papillosum*, *Circe minima*, *Dosinia lupinus*, *Tellina donacina*, *Eulimella nitidissima* und *Tapes aureus eemiensis*[1])) und andererseits die Ablagerungen mit Land- und Wasserpflanzen, die jetzt nur noch an den klimatisch günstigeren Stellen Norddeutschlands gefunden werden oder fruktifizieren, bzw. die in Europa schon ausgestorben sind, wie *Ilex aquifolium*, *Tilia platiphyllos*, *Fagus silvatica*, *Carpinus betulus*, *Quercus robur*, *Fraxinus excelsior*, *Corylus avellana*, *Abies pectinata*, *Stratiotes aloides*,

[1]) Der vielleicht mit dem *Tapes senescens* des oberitalienischen Pleistocäns identisch ist.

Brasenia purpurea, *Dulichium spathaceum* usw. Die beiden letzteren sind postglazial aus Europa überhaupt nicht mehr bekannt und leben jetzt nur noch in Nordamerika, Japan, Australien unter klimatisch günstigen Bedingungen, die anderen finden alle innerhalb Deutschlands und Südschwedens die Nord-, bzw. Ostgrenze ihrer natürlichen Verbreitung.

Bei den Ablagerungen, die die oben erwähnte gemäßigte marine Fauna führen, ist es natürlich Hauptbedingung ihrer Beweiskraft für eine Interglazialzeit und für ihre Verwendung zur Gliederung der Diluvialschichten, daß diese Ablagerungen noch an ihrer ursprünglichen Stelle liegen und nicht etwa in toto als Schollen glazial verschleppt sind oder die Fauna verschwemmt auf sekundärer Lagerstätte enthalten, was beides früher nicht genügend beachtet ist.

Wenn derartige marine Flachwassersedimente in Ost- und Westpreußen (Kiwitten bei Heilsberg, Neudeck bei Freystadt, Domachau bei Danzig usw.) in Höhen von über 100—163 m über dem Ostseespiegel liegen, so beweist das ohne weiteres, daß sie ganz erheblich disloziert sind, und — in Verbindung mit den Bohrergebnissen der Umgebung — daß sie aller Wahrscheinlichkeit nach als verschleppte, wurzellose Schollen im oberen Diluvium schwimmen, und wenn zusammenhanglose Schalen dieser Flachwasserfauna — und sei es noch so massenhaft — in mehrfach übereinanderliegenden fluvioglazialen Schichten vorkommen, die durch dünnere oder dickere Grundmoränenbänke getrennt sind, die zum Teil selbst noch diese Molluskenschalen als Geschiebe enthalten, ohne daß vollständige zweiklappige Exemplare von verschiedener Größe und in Gemeinschaft mit sehr viel kleineren Organismenresten (ganz kleinen Gastropoden oder Foraminiferen) vorkämen, so wird man derartige Ablagerungen nur als durch Gletscherwässer aufgearbeitet und umgelagert, nicht aber als interglaziale Ablagerungen betrachten können, die noch zur Gliederung der sie einschließenden, glazialen Schichten verwendbar sind. Diese Erwägungen treffen besonders für die Fundstellen der sogenannten »Nordseefauna« an der Unteren Weichsel (Jacobsmühle usw.) zu, deren sekundäre Natur aus den oben angeführten Gründen als erwiesen anzusehen ist.

Viel weniger beweisend für Interglazialzeiten als die gemäßigten marinen Faunen und die vorerwähnten Land- und Wasserfloren sind gewisse Ablagerungen mit Süßwassermollusken, deren nördliche Verbreitungsgrenze jetzt erheblich außerhalb des arktischen Gebietes liegt, die aber in unserem Diluvium teilweise in inniger Wechsellagerung mit glazialen Ablagerungen und zusammen mit Resten hochnordischer Lebewesen vorkommen, trotzdem sie heute niemals mit diesen arktischen Lebewesen zusammen gefunden werden.

Gewisse und zum Teil recht große Anodonten, Limnäen, Valvaten, Pisidien usw., deren heutige Nordgrenze mit recht hohen Isothermen zusammenfällt, finden wir in Norddeutschland im innigsten Schichten-

verband mit Moränen, bzw. mit hochnordischer Flora (*Dryas octopetala*, *Salix polaris* usw.) unter Umständen, die es beweisen, daß diese Süßwasserfauna unmittelbar am Eisrand gelebt haben muß, zur selben Zeit (bzw. noch früher) als unmittelbar daneben die hochnordische Tundrenflora vegetierte, die heute nur unter weit schlechteren Lebensbedingungen fortkommt. Die Erklärung für das Auftreten dieser wärmeliebenden Süßwasserfauna in Ablagerungen, die unmittelbar am Eisrand bei nur ganz kurzen Oszillationen desselben gebildet und oft wieder vom Eise überwältigt wurden, haben die neuen Forschungen von Wesenberg-Lund (151) geliefert, durch die der Nachweis erbracht wurde, daß in unseren Breiten (d. h. bis auf die dänischen Inseln) im Frühling bei dem hohen Sonnenstande die Litoralregion der flachen Seen bei Südexposition, oft nur $^3/_4$ bis 2 m von der abschmelzenden Eisdecke entfernt, 9—13° höhere Temperaturen (bis 13° ja bis 20°) aufweist als die Luft und als die dicht daneben liegende, beschattete Wasserfläche, so daß sich in dieser warmen Flachwasserschicht der Sonnenseite bei uns ein üppiges Tier- und Wasserpflanzenleben entwickelt, während die Landvegetation noch völlig erstarrt ist. In dem jetzigen Verbreitungsgebiet der hocharktischen Flora treten diese Verhältnisse wegen des niedrigen Sonnenstandes und der anderen Beschaffenheit der dortigen Seeufer nicht ein; dort ist Luft- und Wassertemperatur im Frühling annähernd dieselbe, und diese jetzt auf wesentlich südlichere Gebiete beschränkte Süßwasserfauna konnte deshalb dem zurückweichenden Inlandeisrande lange nicht so weit folgen als die viel anspruchslosere arktische Flora. Daher beweisen Ablagerungen mit derartiger Süßwasserfauna im norddeutschen Diluvium an sich noch gar nichts für eine Interglazialzeit, sondern nur etwas für eine eventuell ganz kurze Oszillation des Eisrandes, was auch durch die stratigraphischen Verhältnisse (Verzahnung mit Moränen) vielfach bestätigt wird.

Inwiefern die großen Landsäugetiere des Diluviums zwingende Beweise für warme Interglazialzeiten abgeben, darüber herrscht noch nicht in allen Fällen völlige Übereinstimmung. Daß Moschusochs und Renntier und andere hochnordische Tiere gar nichts in dieser Hinsicht beweisen, sondern im Gegenteil auf arktisch-glaziale Verhältnisse hinweisen, ist ohne weiteres klar; dasselbe gilt natürlich vom Mammut, dem wollhaarigen Nashorn und anderen zwar ausgestorbenen, aber nach sonstigen sicheren Indizien unzweifelhaft nordischen Tieren.

Inwieweit aber die anderen großen diluvialen Säugetiere (Urochs, Riesenhirsch, Pferd, *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Merckii*, Höhlenlöwe usw.) unter unseren Breiten etwa den Lebensbedingungen in der Nähe eines großen Inlandeises angepaßt waren, wird sich schwerlich mit Sicherheit ausmachen, sondern nur mit einiger Wahrscheinlichkeit mutmaßen lassen, und sie werden als Beweise für wirkliche Interglazialzeiten wohl nur in Verbindung mit Florenelementen betrachtet werden können, deren Lebensbedingungen genauer bekannt und schärfer begrenzt sind.

Von viel größerer Beweiskraft dagegen ist offenbar das Vorkommen von *Corbicula fluminalis* in den interglazialen Saale-, bzw. Unstrutschottern, denn daß diese Muschel, die jetzt nur in den östlichen Mittelmeerländern lebt und sogar bei uns nicht mehr zusagende Lebensbedingungen findet, nicht unter eiszeitlichen Bedingungen im Thüringischen Vorland gelebt haben kann, ist evident.

Aus obigen Ausführungen ergibt sich also, daß zwischen die Ablagerung verschiedener Grundmoränen in Norddeutschland Zeiten fallen, in denen

1. geologische Erosions- (und Akkumulations-)arbeit geleistet wurde mindestens von dem Ausmaße wie in postglazialer Zeit,

2. Verwitterungserscheinungen von etwa der zehnfachen Tiefe und größerer Intensität eingetreten sind wie nach dem Verschwinden des letzten Inlandeises,

3. eine Fauna und Flora gelebt hat, die mindestens dieselben günstigen Klimabedingungen verlangt, wie sie jetzt in Norddeutschland vorhanden sind, ja die zum Teil nicht unwesentlich bessere Klimabedingungen erfordert.

Aus anderen Beobachtungen ergibt sich ferner, daß während der Ablagerung der Moränen klimatische Bedingungen geherrscht haben, wie wir sie jetzt nur in der Arktis, außerhalb der Baumgrenze finden (hocharktische, bzw. ganz verkümmerte Flora), in der die Wirkung der Verwitterungsfaktoren annähernd gleich Null ist, und unter denen die oben erwähnte wärmeliebende Fauna und Flora unmöglich gelebt haben kann.

Damit ist nach Ansicht des Verfassers und der überwiegenden Mehrzahl der Forscher die Existenz wirklicher, langer, warmer Interglazialzeiten einwandfrei erwiesen, und die Ansicht aus der Diskussionsmöglichkeit ausgeschaltet, daß das Inlandeis sich unter den jetzigen klimatischen Bedingungen bis nach Norddeutschland erstreckt, seine Zungen mitten in unsere Vegetation hinein vorgeschoben und nur im Randgebiete geologisch irrelevante Oszillationen ausgeführt hat. Es hat sowohl große, warme Interglazialzeiten, wie kleine Interstadialzeiten mit ungünstigen Klimaverhältnissen — ganz kurze Oszillationen des Eisrandes — gegeben.

Betrachten wir nun nach den vorstehenden generellen Erörterungen die verschiedenen danach als für warme Interglazialzeiten beweisend anzusehenden Erscheinungen im Zusammenhang zueinander und mit den verschiedenen glazialen Komplexen, um zu erfahren, wie in jedem einzelnen Falle die Beweise dafür beschaffen sind, und auf wieviel derartige warme Interglazialzeiten jene Erscheinungen etwa hindeuten, und wie sie sich zur Gliederung des Diluviums verwerten lassen, so wird es zweckmäßig sein, nicht das ganze norddeutsche Tiefland auf einmal in bezug auf die Gleichaltrigkeit, bzw. Verschiedenheit der einzelnen marinen und pflanzlichen Interglaziale und der Verwitterungszonen zu

betrachten, sondern erst einzelne, in sich mehr gleichartige Bezirke auf diese Verhältnisse zu untersuchen und dann weiter zu versuchen, die auf diese Weise gewonnenen lokalen Ergebnisse miteinander in Übereinstimmung zu bringen.

Schleswig-Holstein.

Beginnen wir mit der in bezug auf diese Verhältnisse am besten bekannten und am günstigsten aufgeschlossenen Provinz, mit Schleswig-Holstein, das quer zu der Hauptbewegungsrichtung wenigstens des letzten Inlandeises gelegen, auf etwa 100 km Breite sämtliche Glieder des Diluviums von den ältesten bis zu den jüngsten enthält, vom Kaiser-Wilhelm-Kanal mit seinen ausgezeichneten Aufschlüssen quer durchschnitten und auch sonst noch durch zahlreiche und lehrreiche Aufschlüsse der Beobachtung gut zugänglich ist. Wir wissen daraus, daß die Mächtigkeit der Diluvialablagerungen dort sehr verschieden und zum Teil enorm groß ist: 120 m bis über 300 m im Westen, 40—238 m im Osten des Landes, abgesehen von vereinzelten noch extremeren Zahlen; daß Oberflächenformen und Erhaltung der Diluvialablagerungen im Osten und Westen des Landes sehr verschieden sind, daß eine große Anzahl sowohl von glazialen wie interglazialen, Fauna und Flora führenden Ablagerungen, von Verwitterungszonen und von ausgedehnten, ergiebigen Wasserhorizonten vorhanden sind, die dieses zum Teil enorm mächtige Glazialdiluvium ausgezeichnet zu gliedern gestatten.

Der große, junge, frische Endmoränenzug, der die ganze Halbinsel der Länge nach durchzieht, erweist das dahinter (östlich) gelegene Gebiet als sicheres jüngstes Diluvium, als Produkt der letzten großen Eiszeit. Dieses sowie das vor der Endmoräne liegende, zum Teil ältere Diluvialgebiet ist hier auf einen erheblich engeren Raum zusammengedrängt wie sonst in Norddeutschland, und daher sind die ganzen Verhältnisse in Schleswig-Holstein erheblich übersichtlicher und klarer wie sonst irgendwo in Norddeutschland.

Der Kaiser-Wilhelm-Kanal durchschneidet im Osten zwischen Holtenau und Sehestedt diese typische, kuppige Grundmoränenlandschaft, die von einem völlig frischen, größtenteils blaugrauen Geschiebemergel mit sehr geringer Verwitterungsrinde gebildet wird (26).

Auf diesem Geschiebemergel liegen in kleineren und größeren Becken spätglaziale und postglaziale Ablagerungen in der Facies der arktischen Dryastone mit *Dryas octopetala* (hocharktische Form), *Salix polaris*, *S. herbacea*, *S. reticulata* und *S. phyllicifolia* und *Betula nana*, die zum Teil noch mit dem Geschiebemergel verzahnt sind und wechsellagern und uns über den Charakter der am Eisrande lebenden Flora und Fauna (*Planorbis strœmi*, *Valvata antiqua*, Pisidien, *Sphœrium duplicatum* und *corneum*, *Limnaea*, *Anodonta* usw.) aufklären.

Unter dem 15 bis 25 ja bis 45 m mächtigen Obersten Geschiebemergel liegen an verschiedenen Stellen, durch Bohrungen aufgeschlossen, ältere

Moore und Torfe, deren Pflanzenbestand zum Teil noch nicht untersucht, zum Teil nicht mehr festzustellen ist. Kiefer, Birke und wahrscheinlich Rotbuche sind in einem derartigen, 1 m starken Waldtorf, der in Verbindung mit Moostorf stand, festgestellt; in einem anderen Moor unter den Nordpfeilern der Wiker Hochbrücke liegt eine ausgedehnte, jetzt noch (nach der diluvialen Zusammenpressung) mehr als 10 m mächtige Faulschlammbildung, in der von beweisenden Pflanzen bis jetzt die Hainbuche nachgewiesen ist. (Die Untersuchungen darüber sind erst im Beginn.)

Dicht daneben liegt unter demselben Oberen Geschiebemergel und unter frischen Vorschüttungssanden ein sehr stark verwitterter, eisenschüssiger Sand, den Verfasser für eine mit diesem Moor annähernd gleichzeitige alte Verwitterungszone hält. Ferner wird der Geschiebemergel auf der ganzen Strecke bis Sehestedt von einem ausgedehnten mächtigen Sandhorizont unterlagert, dessen Ausdehnung und Zusammenhang durch die erheblichen, in ihm zirkulierenden, oft artesisch stark gespannten Wassermassen erwiesen wird.

Unter diesem wasserführenden Sandhorizont, der Verwitterungszone und den Torflagern liegt ein älterer, zum Teil erheblich mächtiger Geschiebemergel, darunter öfter sehr mächtige, ebenfalls stark wasserführende Sande, ein tiefster Geschiebemergel und darunter das Miocän.

Wir haben also hier im Osten des Landes eine mächtige, frische Grundmoräne, darunter einen ausgedehnten Wasserhorizont, eine erhebliche Verwitterungszone und Seemoore, Waldmoore und Moostorfe, in denen Birke, Eiche, Kiefer, Rotbuche (?) und Hainbuche bisher nachgewiesen sind, darunter einige ältere Geschiebemergelbänke, die zum Teil durch sehr mächtige, stark wasserführende Sande getrennt sind, und wir werden mindestens die Verwitterungszone mit den Wald- und Seemooren (und dem Wasserhorizont) als gut belegtes Interglazial betrachten dürfen, das sich nicht unter arktischen Bedingungen gebildet hat.

Zwischen Sehestedt und Rendsburg kreuzt der Kanal die zu den vorerwähnten Grundmoränen gehörige Hauptendmoräne, verläuft dann auf lange Erstreckung durch tiefgelegenes Moorgebiet und durchschneidet dann den Höhenzug bei Grünental, wo ein nur noch geringmächtiger Geschiebemergel mit geringer Verwitterungsrinde und frischer Geschiebesand mit $^3/_4$ m großen, geschliffenen Geschieben ebenfalls von einer ausgedehnten, sehr erheblich zersetzten, stark eisenschüssigen Verwitterungszone unterlagert wird, sowie von älteren Mooren, die folgende Pflanzengesellschaft enthalten: *Fraxinus excelsior*, *Picea excelsa*, *Tilia platyphyllos*, *Quercus*, *Acer*, *Ilex aquifolium*, *Betula verrucosa*, *Prunus avium*, *Corylus avellana*, *Nuphar luteum*, *Najas flexilis*, *Brasenia purpurea*, *Dulichium spathaceum* usw.; in den obersten und untersten Schichten *Pinus silvestris*, bei einem Moor in der tiefsten Schicht noch *Betula nana* (28, 29, 146, 166, 14).

Unter den Mooren liegen noch im klaren Aufschluß entkalkte und

verwitterte Sande, sowie sehr mächtige ältere Moränen; die Moore sind zum Teil durch Eisdruck auf das intensivste gestaucht, zerrissen usw., liegen aber im großen ganzen an ihrer ursprünglichen Ablagerungsstelle und werden zum erheblichen Teil von ganz sicheren Moränen: Geschiebesand mit $^3/_4$ m großen, geschliffenen Geschieben, Geschiebelehm, ja zum Teil sogar von unverwittertem Geschiebemergel bedeckt, wie die neuen Kanalaufschlüsse unzweideutig zeigen.

Daß dieses wirkliche Interglazialmoore sind mit einer Flora, die nicht in der Nähe des Eisrandes gelebt haben kann, sondern sehr günstige Vegetationsbedingungen verlangt, und daß die obersten und untersten Schichten dieser Moore erheblich ungünstigere Klimaverhältnisse anzeigen (*Betula nana*, *Pinus silvestris* usw.) als die mittlere Hauptmasse, ist jetzt nicht mehr zu bezweifeln. Die starke Verwitterungsrinde der Liegendschichten, die im stratigraphischen Verband mit den Torfen steht und zum erheblichen Teil ebenfalls von frischem jungen Diluvium bedeckt wird, beweist dasselbe.

Der über Torfen und Verwitterungszone liegende Geschiebemergel, der im Osten bei Kiel hinter der Endmoräne 15 bis 45 m mächtig war, ist hier im Westen vor dem Hauptendmoränenzuge nur noch 1,5—4 m mächtig, sonst ist die Analogie vollkommen. Dieselbe Verwitterungszone: 8 m intensiv zersetzter Sand und Kies unter 7 m frischem Sand und Geschiebemergel und über 70 m frischem Diluvium findet sich auch bei Frestedt westlich von Burg.

Unter diesen Torfen mit der sehr wärmeliebenden, zum Teil in Europa schon ausgestorbenen Flora liegen am Kanal stellenweise noch nicht unerheblich mächtige Süßwasserablagerungen mit reicher Fauna, die noch nicht durchgearbeitet ist, aber Formen enthält, wie z. B. *Planorbis albus*, die heutzutage in Deutschland kaum noch fortkommen und ebenfalls auf mindestens ebenso günstige Klimabedingungen zu deuten scheinen, wie wir sie heute in Deutschland haben, also mit dem Befund der Flora völlig übereinstimmen, die aber von allen bekannten spät- und postglazialen Ablagerungen des Gebietes wesentlich verschieden sind (32).

Dieselben — aber noch mächtigeren — Verwitterungszonen, ebenfalls in Verbindung mit Torflagern unter frischem jungen Diluvium, finden sich nun annähernd in derselben Entfernung vor der Hauptendmoräne sowohl weiter im Norden bei Süderstapel (26, 27), wo sehr mächtiger, großenteils noch blaugrauer Geschiebemergel und frische kalkhaltige Kiese mit Erosionsdiscordanz auf sehr tiefgehend und intensiv verwitterten Kiesen und Sanden liegen, die in stratigraphischem Verband mit einem Torflager stehen, und wo in der Tiefe ein älterer, muschelführender Horizont tief unter dieser Verwitterungszone liegt — wie weiter im Süden in der Gegend von Elmshorn (18), wo sie noch von einer zweiten, tieferen interglazialen Verwitterungszone unterlagert werden, und bei Glinde-Uetersen-Schulau im Unterelbegebiet.

Am besten von diesen Ablagerungen untersucht sind die von Glinde-Uetersen-Schulau (116, 14).

Die Überlagerung dieser fossilführenden Ablagerungen an der Unterelbe bei Glinde-Uetersen-Schulau teils durch unzweifelhafte Moränen (Geschiebelehm), teils durch den faciell diesen Geschiebelehm vertretenden und ganz allmählich in ihn übergehenden Geschiebesand mit mehr als $^1/_2$ m großen Geschieben ist völlig sicher und einwandfrei erwiesen! Diese von Dutzenden von Geologen als unzweideutigen Geschiebelehm anerkannte Moräne als »steingemischten Ton« aufzufassen (Geinitz), dafür liegt nicht der mindeste objektive Grund vor. Die Unterlagerung durch einen mächtigen, älteren, stellenweise bis zu 13 m Tiefe auf das intensivste verwitterten und ferrettisierten Geschiebemergel ist ebenfalls einwandfrei festgestellt.

Die Flora der Torfe enthält neben indifferenten Formen: *Pinus silvestris* und *P. montana*, *Nymphaea alba*, *Juniperus communis*, *Myrica Gale*, *Betula verrucosa* und *B. alba*, *Carpinus betulus*, *Tilia platyphyllos*, *Alnus glutinosa*, *Picea excelsa*, *Rubus idaeus*, *Rhamnus frangula*, *Nuphar luteum*, *Erica tetralix*, *Stratiotes aloides*, *Najas flexilis* und *major* usw. also Formen, die ein durchaus gemäßigtes Klima verlangen und nicht einmal in der subarktischen Zone fortkommen.

Die Fauna der unter dem Torf liegenden Schichten enthält vielfach in intakten zweischaligen Exemplaren *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Scrobicularia piperata*, *Litorina litorea* usw., zahlreiche Foraminiferen und *Cervus elaphus*, ist also sicher eine durchaus gemäßigte Fauna, die ebenfalls nicht am Eisrand gelebt haben kann. Wir haben also wiederum ein zwischen zwei Moränen gelegenes, durchaus einwandfreies Interglazial gemäßigten Charakters, das eine sehr lange Zeit beansprucht (negative Strandverschiebung), und eine mächtige Verwitterungszone darunter.

Das darüber liegende Obere Diluvium ist ebenfalls geringmächtig, wie bei Grünenthal und sonst meistens im Westen.

Unter dem mächtigen, liegenden Geschiebemergel mit der starken Verwitterungszone sind im Fortstreichen nach SO. in und bei Hamburg sehr mächtige geschichtete Sedimente: Sande, schwarze Tone usw., beobachtet und erbohrt, die zum Teil marine Fauna enthalten, *Ostrea edulis*, *Cylichna umbilicata*, *Cardium minimum*, *Litorina litorea*, *Mactra sp.*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Tellina exigua*, *Cyprina islandica*, *Turritella terebra*, *Hydrobia ulvae*, *Mytilus edulis*, *Scrobicularia piperata* usw. (43, 41, **34**, Seite 140—141). Die Fauna ist zum mindesten durchaus gemäßigt; die Mächtigkeit der sie einschließenden Sedimente von über 170 m und die sichere Unterlagerung durch einen dritten, tiefsten Geschiebemergel spricht auf das bestimmteste für ein älteres, durchaus einwandfreies Interglazial.

Weiter landeinwärts gelegene Bohrungen bei Lockstedt haben ebenfalls drei Geschiebemergel ergeben, deren beide tiefere durch mächtige

(etwa 200 m) Sedimente mit humosen Bildungen, Faulschlamm usw. getrennt sind, während bei Winterhude über dem mächtigen mittleren Geschiebemergel Süßwassermergel mit eigentümlicher, durchaus gemäßigter Fauna, darunter die nur diluvial bekannte Gattung *Belgrandia*, und Torfe mit durchaus gemäßigter Flora liegen — *Carpinus betulus*, *Ilex aquifolium*, *Abies pectinata*, *Najas*-Arten usw. — die aufs intensivste glazial gestaucht und gefaltet sind und von einer sandigen Moräne mit bis kopfgroßen Geschieben überlagert werden. An dem interglazialen Alter dieser Seemergel und Torfe ist nach dem Faunen- und Florencharakter und den völlig sicheren stratigraphischen Verhältnissen nicht zu zweifeln; von allen bekannten postglazialen Schichten Norddeutschlands sind sie auf das deutlichste verschieden; mit dem sicheren Interglazial bei Grünenthal stimmen sie dagegen völlig überein (32, 55, 78, 93).

Wir haben also in der Hamburger Gegend zwei Interglaziale, beide aus humosen, bzw. Süßwasserbildungen von zum Teil enormer Mächtigkeit und aus marinen Bildungen durchaus gemäßigten Charakters aufgebaut, durch einen sehr mächtigen Geschiebemergel getrennt und von Moränen unterlagert und überlagert, können also daraus mit völliger Sicherheit auf drei Eiszeiten in diesem Gebiet schließen, und wir haben ebenso bei Elmshorn zwei Verwitterungszonen, die drei verschiedenartige glaziale Komplexe voneinander trennen, was also denselben Schluß ergibt.

Betrachten wir die Ergebnisse der Kartierung weiter südlich, bzw. südöstlich zwischen Lübeck und Lauenburg, so ist in diesem Gebiet hinter der Endmoräne ebenfalls ein zum Teil erheblich mächtiger, frischer, Oberer Geschiebemergel nachgewiesen, der in Oldesloe von pflanzenführenden Schichten unterlagert wird, die dieselbe Laubwaldflora führen, die auch jetzt noch bei uns lebt; darunter liegen Tone mit *Cardium edule*, *Hydrobia sp.*, *Neritina fluviatilis* und eine 66 m mächtige ältere Moräne; es ist also ein ganz einwandfreies Interglazial in derselben Beschaffenheit und Lage wie bei Glinde-Uetersen-Schulau (12 u. 12a).

In den Bohrungen »am Ritzen« südöstlich von Oldesloe wurde unter 12—16—17—19,8—21 m Oberem Geschiebemergel und bis 16 m jungglazialen Sanden eine Serie von Süßwasserbildungen durchbohrt, bestehend aus humosem Sand, sandigem Torf, Lebertorf, humoser feinsandiger und toniger Mudde und Süßwasserkalk, die folgende Flora und Fauna enthielten:

Pinus silvestris, *Picea* cf. *excelsa*, *Phragmites communis*, *Betula alba*, *Alnus glutinosa*, *Menyanthes trifoliata*, *Mentha aquatica*, *Potamogeton* (5 Arten), *Najas major*, *Nymphaea alba*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus avellana*, *Comarum palustre*, *Hippuris vulgaris*, *Lycopus europaeus*, *Zanichellia palustris*, *Myriophyllum spicatum* usw., ferner *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Limnaea sp.*, Ostracoden, *Spongilla fluviatilis*.

Unterlagert wird dieses sichere Interglazial eines sehr gemäßigten Klimas von Kies und mehr als 4 m Unterem Geschiebemergel. In der überlagernden Oberen Moräne ist in 8—10 m Tiefe ein glazialer Tonmergel mit Characeenresten, dem alpinen *Potamogeton filiformis*, *Betula* cf. *nana* und kleinen Pisidien (aber sicher ohne die Pollen von Kiefer und Eiche) eingelagert — also im Gegensatz zu dem Interglazial eine typische glaziale Bildung, am Eisrande bei einer kleinen Schwankung entstanden.

Bei St. Georgsberg—Ratzeburg liegt unter dem frischen Oberen Geschiebemergel eine 10 m mächtige, intensiv ferrettisierte Verwitterungszone, darunter ein tieferer Geschiebemergel, ein mächtiger Wasserhorizont mit stark artesisch gespanntem Wasser und mit Windschliffgeschieben (vgl. Sylt), ein tiefster Geschiebemergel und Tertiär, also dieselben Verhältnisse wie bei Kiel: drei Moränen, die durch eine Verwitterungszone und einen artesischen Wasserhorizont getrennt sind (36, 16).

Bei Schwarzenbeck liegen unter zum Teil sehr mächtigem Oberen Geschiebemergel eine erhebliche Verwitterungszone, Torfe und Diatomeenerde mit ungenügend bekannter Flora, Tone mit *Ostrea edulis* und ein mächtiger älterer Geschiebemergel; desgleichen liegt eine Verwitterungszone unter frischem Oberen Geschiebemergel bei Lütau und bei Krüzen (17).

Bei Lauenburg liegt im Kuhgrund (71, 123, 127, 99, 33) unter 10 m mächtigen Geschiebesanden ein mehrere Meter mächtiger Interglazialtorf mit *Taxus baccata*, *Picea excelsa*, *Pinus silvestris*, *Potamogeton*, *Najas major*, *Stratiotes aloides*, *Dulichium spathaceum*, *Salix*, *Corylus*, *avellana*, *Carpinus Betulus*, *Alnus glutinosa*, *Betula verrucosa*, *Quercus robur*, *Nuphar luteum*, *Nymphaea alba*, *Brasenia purpurea*, *Ceratophyllum*, *Sorbus* c. *hybrida*, *Acer platanoides*, *Acer campestre*, *Rhamnus frangula*, *Tilia platyphyllos*, *Tilia ulmifolia*, *Trapa natans*, *Abies pectinata*, *Fraxinus excelsior*, *Lycopus europaeus* usw., also ein Torfmoor, das mehrere, bzw. viele Tausend Jahre zu seiner Entstehung gebraucht hat und lauter Pflanzen enthält, deren Existenz nur in einem mindestens ebenso günstigen Klima wie heute möglich erscheint. Die Überlagerung durch 10—12 m Sande (zum Teil Geschiebesande) läßt nach der ganzen geologischen Situation auf dem Diluvialplateau ein alluviales Alter des Torfes ausgeschlossen erscheinen; der mächtige Geschiebemergel im Liegenden dieses Torflagers wird weiter im Osten am Elb-Trave-Kanal unterlagert von marinen sandigen, kalkfreien Schichten mit ganz massenhaftem *Cardium edule*, daneben *Tellina baltica*, *Mytilus edulis*, *Hydrobia ulvae*, *Onoba aculeus*, alles sicher auf primärer Lagerstätte, darunter liegen kalkfreie Mytilustone, Anodontenschichten, ein mächtiges älteres Torflager mit noch unbestimmter Flora und zersetzten, kalkfreien Spatsanden und ungewöhnlich (über 70 m) mächtige, schwarze Tone, unter denen noch ein tieferer Ge-

schiebemergel beobachtet ist. Wir haben hier also genau denselben Schichtenaufbau wie in der Hamburger Gegend und zwei verschieden alte, sichere Interglaziale in sicherem stratigraphischen Verband miteinander, durch mächtigen Geschiebemergel getrennt. Daß die untere extraglaziale Serie mit dem mächtigen schwarzen Ton, dem dicken Torflager, der Verwitterungszone und den marinen Schichten mit *Cardium* und *Tellina* nicht einer kurzen Oszillation, sondern einer großen Interglazialzeit entspricht, ist an sich schon sicher, wird aber außerdem noch durch andere Argumente später weiter gestützt werden.

Ein Torflager in derselben stratigraphischen Stellung wie im Kuhgrund von Lauenburg, aber überlagert von Geschiebepackung, ist weiter westlich am Glüsing nachgewiesen; ein anderes noch weiter westlich bei Tesperhude, ebenfalls mit gemäßigter Flora und unter jungglazialen Schichten liegend; ein weiteres bei Bergedorf enthält *Abies pectinata* und wird von Oberem Geschiebemergel bedeckt (77).

Torfe mit ähnlicher Flora wie bei Lauenburg, Tesperhude, Winterhude, Glinde-Uetersen-Schulau und in derselben stratigraphischen Stellung sind auch bei Ohlsdorf (hier mit *Brasenia*, *Ilex*, *Tilia* usw.) (126) und bei Hummelsbüttel—Hinschenfelde bei Hamburg nachgewiesen, an letzterem Orte unterlagert von marinen Schichten mit *Ostrea edulis* usw.

Wir haben also im Hamburger Gebiet und in Südholstein—Lauenburg unter der obersten, oberflächenbildenden Grundmoräne vielfach Torfe und Süßwasserablagerungen, die an mehreren Stellen unterlagert werden von marinen Schichten mit gemäßigter Fauna, darunter einen sehr mächtigen Geschiebemergel, unter dem marine Schichten mit gemäßigter Fauna liegen, und zum Teil ebenfalls Torfe und Süßwasserbildungen; wo aber die tieferen marinen und Süßwasserschichten zusammen in demselben Profil liegen, liegen die Süßwasserschichten unter den marinen Sedimenten, was auf eine säculare Senkung um die mittlere Eiszeit herum deutet.

Das sogenannte Interglazial (Austernbänke usw.) von Blankenese ist sicher nicht anstehend, sondern eine verschleppte Scholle im oberen Diluvium in einer Endmoräne, ebenso die Austernbänke von Tarbeck. Zu welchem Interglazial diese Austernbänke von Tarbeck, sowie die daneben liegenden marinen und Süßwassertone ursprünglich gehörten, ist noch unsicher (15). Die marinen Tone bei Tarbeck mit *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Tellina baltica*, *Saxicava pholadis* sind eine typische Tonmergelbreccie (Brockenmergel), d. h. durch Eisdruck zerquetscht; vielleicht gehören sie ebenso wie die Austernbänke zur Eemzone.

Dicht daneben ist durch eine Bohrung erwiesen, daß das junge, frische Diluvium hier in der Endmoräne 70,5 m mächtig ist und von 13 m kalkfreien, verwitterten Sanden, sowie von grobem, wasserführendem Kies unterlagert wird; die interglaziale Verwitterungszone liegt also mehr als 70 m tief unter der Oberfläche.

Bei Fahrenkrug bei Segeberg in Holstein ist auf eine Erstreckung von etwa 45 ha ein diluviales Kohlenflötz nachgewiesen durch Bohrungen und Aufschlüsse, das unter 4,5—6 m Geschiebemergel mit geschliffenen Geschieben liegt, 1,6—3 m mächtig ist, von 1 m feinem, humos-tonigem Sand und 2—3 m »blauem« Geschiebemergel unterlagert wird. Darunter folgen 10 m Sand, ein zweites 0,7—0,9 m mächtiges Kohlenflötz, 22 m Sand und ein tiefstes Kohlenflötz. Die tieferen Kohlen sind nicht genauer untersucht; die obere Diluvialkohle besteht von oben nach unten aus:

0,76 m Waldtorf,
0,30 m Sphagnumtorf,
0,12 m Hypnumtorf,
0,25 m Lebertorf,
0 15 m sandiger vegetabilischer Schluff.

Der Torf enthält die Reste von *Pinus silvestris*, *Quercus sessiliflora* (u. *pedunculata*?), *Nymphaea alba*, *Nuphar luteum*, *Brasenia purpurea*, *Tilia platyphyllos*, *Acer campestre*, *Fraxinus* sp. (*orniformis*), *Corylus avellana*, *Salix aurita*, *S cinerea*, *Stratiotes aloides*, *Najas major*, *Ceratophyllum*-Arten, *Picea excelsa*, *Phragmites communis*, *Vaccinium uliginosum*, *V. oxycoccus*, *Myrica Gale*, verschiedene *Sphagnum*-Arten, *Typha* sp. *Fagus silvatica*, *Taxus baccata*.

Es ist mithin ein ganz ausgezeichnet belegtes Interglazial, das von Geschiebemergel unterlagert und von Oberem Geschiebemergel überlagert wird; die obere Grundmoräne hat bei ihrer Ablagerung die obersten Schichten des Torfmoores zerstört und fortgeführt; die botanische Entwicklung des Moors bricht plötzlich und unmotiviert ab; in Trockenrissen des Torflagers finden sich Sande, die sonst in seinem Hangenden fehlen (147).

Ob die marinen Ablagerungen mit *Ostrea edulis*, die bei Fahrenkrug unter Oberem Geschiebemergel beobachtet sind, anstehen oder verschleppte Schollen sind, ist nicht erweisbar (vgl. die Mächtigkeit des jungen frischen Diluviums und die verschleppten Austernbänke in dem benachbarten Tarbeck!).

Das sogenannte arktische, bzw. boreale, marine »erste« Interglazial von Gottsche (Rensing, Itzehoe) ist erstens kein Interglazial, sondern besteht aus typischen glazialen Bildungen: Yoldientonen mit gekritzten Geschieben und meistens hocharktischer Fauna, und liegt zweitens nicht »sicher unter Unterem Geschiebemergel,« sondern sicher unter (bzw. in) Oberem Geschiebemergel; es sind Ablagerungen vom Beginn der letzten Eiszeit, die unter den denkbar kältesten Klimabedingungen abgelagert sind (25).

Am Kaiser-Wilhelm-Kanal östlich von Grünenthal, östlich der Stelle, wo das Interglazial mit *Brasenia purpurea* usw. beobachtet ist (S. 338), liegt in etwa 10 m Tiefe unter NN unter einem grauen Geschiebe-

mergel, der aller Wahrscheinlichkeit nach identisch ist mit dem Geschiebemergel unter jenen interglazialen Torfen, in großer Verbreitung ein mariner Horizont mit einer ganz ungewöhnlich individuenreichen Fauna: *Ostrea edulis*, *Nassa reticulata*, *Cardium edule*, *Litorina litorea*, *Cerithium reticulatum*, *Mytilus edulis* und *Tapes aureus eemiensis* usw., der danach in das erste Interglazial fallen muß. Die Fauna ist die typische Eemfauna (nach ihrem ersten Fundpunkt an der Eem in Holland benannt), die bessere Lebensbedingungen verlangt, als sie jetzt bei uns vorhanden sind; es sind aber leider bisher nur Kombinationsprofile, aus denen die Überlagerung dieser Fauna am Kanal durch den Unteren Geschiebemergel bekannt ist.

Bei Süderstapel liegt unter dem bis zu 10 m tief verwitterten, also älteren (unterdiluvialen) Geschiebemergel sehr vielfach in Bohrungen eine außerordentlich muschelreiche Schicht »mit großen runden Muscheln«, unter der älteres Diluvium liegt, die also aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls Eemzone ist. Bei Tondern im äußersten Nordwesten der Halbinsel ist unter 10 m fluvioglazialen Sanden und Kiesen die Eemfauna in typischer Entwicklung (*Tapes aureus eemiensis*) nachgewiesen und wird von 22 m mächtigem Untersten Geschiebemergel und weiteren glazialen Schichten unterlagert. Wenn wir diese Verhältnisse mit den Ergebnissen der andern, früher geschilderten Aufschlüsse bei Süderstapel, Grünenthal, Hamburg und Lauenburg im Zusammenhang betrachten, so ist ein Zweifel daran, daß die Eemfauna unter Unterem Geschiebemergel liegt und das erste Interglazial darstellt, schon jetzt kaum noch möglich.

Bei Gramm in Nordschleswig liegt unter etwa 1 m ganz grobem, jungdiluvialem Kies und etwa 1 m horizontal geschichteten Diluvialsanden eine dünne Schicht schwach humoser Spatsande und darunter ein völlig zersetzter, ausgebleichter und verwitterter, kiesiger Geschiebelehm, der nach der ganzen Art der intensiven Zersetzung eine alte interglaziale Landoberfläche darstellt.

Bei Loopstedt am Haddebyer Noor liegt unter Geschiebesand eine Tonfolge mit einem 1 m mächtigen diluvialen Torfflötz. Die Flora ist nicht bekannt; die Mächtigkeit des Torfflötzes würde auf Interglazial schließen lassen (155).

Am Emmerleffkliff im äußersten Westen Schleswigs steht mehr als 5 m ganz frischer, grauer Geschiebemergel an, der nach allen Kriterien »Oberer« sein muß; 22 km westlich davon auf Sylt im Roten Kliff steht ein bis gegen 20 m tief völlig verwitterter und entkalkter Geschiebelehm an, der also nach den früheren Ausführungen Untere Grundmoräne einer älteren Eiszeit sein muß (35, 33, u. 23).

Unter ihm liegt eine alte Denudationsfläche mit Sandschliffgeschieben und ein sehr stark gestauchter älterer Geschiebemergel mit völlig anderer Geschiebeführung, im Fortstreichen und im Schichtverband mit der Sandschliffzone liegt ein alter, sehr stark komprimierter

Torf (»Tuul«) mit *Picea excelsa* usw., der also mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit als älteres Interglazial zu deuten ist (38, 104, 105, 129, 130, 131).

Derselbe scharfe Gegensatz zwischen völlig frischer, junger und sehr intensiv verwitterter, alter Moräne dicht nebeneinander findet sich auch auf Föhr zwischen Süderende und Borgsum (49).

Ein sehr schönes, fossilreiches Vorkommen der Eemfauna findet sich auch bei Stensigmoos auf Broaker (südlich Düppel), aber leider nicht anstehend, sondern als in toto verschleppte Scholle im Oberen Geschiebemergel; es zeigt, daß die sandige Facies, der Tapessand, nach unten mit echtem Cyprinenton verbunden ist, der von Süßwasserbildungen unterlagert wird, also derselbe Schichtenverband von marinen und Süßwasserschichten wie im tieferen Interglazial bei Lauenburg (100, 44a).

Ebenso in derselben schönsten Entwicklung findet sich die ganz typische Eemfauna am Ristinge Klint auf Langeland, auf Aeroe und auch sonst noch auf dänischem Gebiet, aber immer in Form verschleppter, dislozierter Schollen (100, 44a).

Die Eemfauna liegt hier in einem Komplex zwischen sehr eigentümlichen »Glanztonen« im Liegenden und zwei verschiedenen Moränen mit verschiedenartigem Geschiebeinhalt im Hangenden. Dieser ganze Komplex ist in spätdiluvialer Zeit in Schollen zerstückelt, und die einzelnen Schollen sind schuppenförmig übereinander geschoben.

Da wir derartige starke, tektonische Störungen bis jetzt nur aus dem Ende der letzten Interglazialzeit kennen, die Eemfauna auch an allen sonstigen bekannten Stellen sehr tief im Diluvium liegt, so sind die Lagerungsverhältnisse nur so zu deuten, daß die beiden, stets stark dislozierten, schuppenförmig mit dem ganzen Komplex überschobenen Moränen im Hangenden der Eemfauna Unterer Geschiebemergel sind (ganz analog den Dislokationen auf Rügen), und daß die Eemfauna ins erste Interglazial gehört.

Das Charakteristische an allen diesen Vorkommen der Eemfauna ist die Tatsache, daß die sandigen marinen Schichten mit sehr reicher Fauna (*Tapes* usw.) im Zusammenhang stehen mit tonigen Sedimenten mit *Cyprina islandica*, die ebenfalls durchaus gemäßigte Fauna führen (139) und nach dem Liegenden zu in Süßwasserschichten und torfige Bildungen übergehen.

Die Flora dieser liegendsten Schichten enthält unter anderen *Butomus umbellatus*, *Crategus monogyna*, *Lycopus europaeus*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Salix cinerea*, *Ulmus*, *Pinus silvestris*, *Betula alba*, *Ceratophyllum*, *Corylus avellana*, *Fraxinus excelsior*, *Limnanthemum nymphaeoides*, *Rhamnus frangula*, *Tilia europaea* usw.

Die Molluskenfauna der Süßwasserschichten besteht aus *Valvata piscinalis*, *V. macrostoma*, *V. cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Belgrandia marginata*, *Neritina fluviatilis*, *Planorbis corneus*, *P. umbilicatus*, *P.*

albus, *P. nautileus*, Limnäen, Anodonten, Unionen, Sphärien und zahlreichen Pisidien.

Die marine Fauna enthält sehr zahlreiche Arten, darunter als besonders charakteristisch *Lucina divaricata*, *Tapes aureus eemiensis*, *Syndesmya ovata*, *Gastrana fragilis*, *Eulimella nitidissima*, *Haminea navicula Mytilus minimus*, *Bittium reticulatum*, *Cardium echinatum*, *Nassa reticulata*, *Litorina litorea* und *Cyprina islandica*. Das ist eine Fauna und Flora, die sehr günstige Lebensbedingungen verlangt und eine ganze Anzahl Elemente enthält, die heutzutage noch nicht wieder, bzw. nicht mehr in dem Gebiet gedeihen, sich dagegen in einer Anzahl anderer Interglazialablagerungen finden, wie z. B. *Belgrandia* und *Tapes aureus eemiensis*.

Von allen bekannten Diluvialfaunen ist es diejenige, die am schärfsten der Vermutung widerspricht, daß während ihrer Ablagerung das Inlandeis in der Nähe gewesen sein könnte, da sie eine ganze Anzahl Formen enthält, die heutzutage nicht einmal mehr in der Nordsee fortkommen, sondern auf südlichere Gebiete beschränkt sind.

In Südjütland dagegen treten wieder terrestrische Interglazialbildungen (Torfe) auf, bei Brørup, Tuesbølmark, Hollerup usw. (52), die von 2—5 m Geschiebesand überlagert, unten subarktische Pflanzen enthalten, (*Betula nana* und *subalpina*), in der Mitte Gyttja und Waldmoor mit *Carpinus betulus*, *Ilex*, *Tilia grandiflora*, *Taxus* und *Picea excelsa*, sowie *Brasenia purpurea* und *Dulichium spathaceum*, endlich Dammhirsch, Biber, Waldmaus, Eichhörnchen und *Lagomys* und oben wieder subarktische Pflanzen führen. Es ist also ein typisches Interglazial mit doppelter Klimaänderung, das stratigraphisch und floristisch dem jüngeren Interglazial Südholsteins und Nordhannovers entspricht.

Am Trälleklint bei Fredericia liegt unter 3—4 m Geschiebemergel und 9—16 m Diluvialsand 1 m Diatomeenerde und 6—10 m Süßwasserkalk mit zahlreichen Süßwasserconchylien, *Cervus elaphus*, Eiche, Kiefer, Fichte, Erle, *Taxus*, *Carpinus betulus*, *Ilex*, *Viscum album*, *Najas* und *Brasenia purpurea*. Darunter liegt 2—4 m älterer Geschiebemergel. Ein analoges Lager von 6,5 m mächtiger Diatomeenerde liegt bei Fredericia unter 2,6 m Geschiebemergel und 7 m Sand und Kies. Es ist also wiederum ein ganz typisches Interglazial schärfster Fassung, das nach Lage der Dinge nur jüngeres Interglazial sein kann und vor den südjütländischen, gleichaltrigen Interglazialen mit *Brasenia* noch dadurch ausgezeichnet ist, daß es von ganz typischem Geschiebemergel überlagert wird (51).

Bei Hollerup westlich Randers liegt unter 5—12 m Diluvialsand 2—6 m Diatomeenerde und 1,5—2,5 m Süßwasserkalk, der von Diluvialsand unterlagert wird; der Fossilbestand ist ähnlich wie bei den vorigen Bildungen; die Mächtigkeit der Diatomeenschichten und Kalklager läßt auf die Länge der Interglazialzeit schließen.

In Nordjütland dagegen ist durch die Bohrung von Skjerumhede ebenfalls ein marines Interglazial aufgeschlossen, das unter Oberem Geschiebemergel und 57 m fluvioglazialen Sanden und Tonen liegt, 123 m mächtig ist und von einem tieferen mächtigen Geschiebemergel unterlagert wird, der auf sekundärer Lagerstätte verschleppt und umgelagert ältere marine Diluvialfossilien enthält (67).

Die 123 m mächtige fossilführende Skjerumhede-serie zwischen den beiden glazialen Komplexen beginnt mit einer »borealen« Fauna: *Turritella terebra*, *Cardium fasciatum* und *Cardium echinatum* usw., geht dann in eine Zone mit »arktoborealer« Fauna über, die »*Abra nitida*«-Zone, die oben von einer hocharktischen Fauna (*Portlandia arctica*) überlagert wird (*Astarte Banksi*, *Axinopsis orbiculata*, *Kennerleja glacialis*, *Leda pernula*, *Lyonsia arenosa*, *Pecten groenlandicus*, *Portlandia arctica*, *Yoldia hyperborea* usw.). Außerdem enthält dieser hocharktische *Portlandia arctica*-Ton (= Yoldiaton autorum) noch massenhaft gekritzte Geschiebe und arktische Pflanzen: *Betula nana*, *Salix herbacea* und *Salix polaris*. Aus der Verteilung der Arten läßt sich entnehmen, daß die tiefsten Schichten in einem etwa 80 m tiefen Meere, die jüngsten in einem nur gegen 10 m tiefen Meere abgelagert sind. Dieses marine Interglazial mit dem prachtvollen Übergang in hochglaziale Bildungen, das durch die stratigraphischen Verhältnisse als sicheres jüngeres Interglazial erwiesen ist, zeigt also in seiner faunistischen Zusammensetzung die erheblichsten Unterschiede von der Eemfauna, die sich von Holland bis Ostpreußen so auffallend gleichmäßig verhält; es zeigt ebenso wie die südholsteinischen jüngeren Interglaziale eine größte Meerestiefe in den unteren Schichten und eine allmähliche Hebung im weiteren Verlauf, wenn es hier im Norden Jütlands auch nicht bis zum völligen Auftauchen und zur Landbildung gekommen ist; doch weisen die in den obersten Lagen sich massenhaft einfindenden arktischen Pflanzen auch schon auf die Nähe eines festen Landes hin.

Die übrigen »Interglaziale« Schleswig-Holsteins sind entweder in bezug auf die faunistischen und floristischen Verhältnisse oder in bezug auf die Lagerungsverhältnisse nicht einwandfrei bekannt und nichts beweisend, oder es sind direkt glaziale Bildungen; sie können also hier unerwähnt bleiben.

Die »präglazialen« Tone mit borealer Fauna von Burg bei Ditmarschen und Wacken (*Cyprina islandica* usw.) gehören aller Wahrscheinlichkeit nach in den Anfang des ersten Interglazials, ins Liegende der eigentlichen Eemzone.

Unter dem tieferen Interglazial bei Hamburg und Lauenburg liegt ein ganz außerordentlich mächtiger Horizont fetter, dunkler, fast schwarzer Tone (Lauenburger Ton), der bei Lauenburg über 80 m, im Hamburger Gebiet 50—140 m mächtig ist. Diese Tone sind völlig fossilfrei und sehr stark durch eine merkwürdige humose Substanz (wahrscheinlich ganz fein zerriebene Braunkohle) gefärbt.

Nach den Untersuchungen von Schucht (121) finden sich derartige mächtige, schwarze Tone in Nordhannover, im Unterweser- und Unteremsgebiet bis nach Holland in großer Verbreitung, und Schucht hat versucht, diesen schwarzen Tonhorizont als trennende Schicht, als Gliederungsmittel für das westliche Diluvium zu benutzen. Wie die Verhältnisse in dem anscheinend wesentlich ruhiger und einfacher gebauten Nordhannoverschen und westlichen Diluvialgebiete liegen, und ob die genannten schwarzen Tone dort überall gleichartig und eines Alters sind, darüber will ich mich eines Urteils enthalten — es ist möglich, daß sie dort einen einheitlichen Horizont bilden, der aber dann älter als die vorletzte Vereisung sein müßte. Das darüber liegende Glazialdiluvium erreicht nach Schucht durchschnittlich 30—40 m Mächtigkeit, und der Ton liegt annähernd bei NN; das jüngste, Obere Diluvium bildet aber im nordöstlichen Hannover im allgemeinen nur noch eine dünne Decke, bzw. weiter südlich einen schleierartigen Überzug über dem älteren Diluvium.

Im eigentlichen Elbtalgebiete mit seinen recht gestörten Lagerungsverhältnissen bilden die schwarzen Tone ganz sicher aber keinen einheitlichen Horizont mehr — zum mindesten liegen sie unter sehr verschieden altem Hangenddiluvium. Bei der Krüzener Ziegelei nördlich von Lauenburg liegen sie unter sehr gestörten Verhältnissen unter sicherem Oberen Geschiebemergel (mit Zwischenlagerung einer interglazialen Verwitterungszone), bei Lauenburg selbst liegen sie, wie erwähnt, unter sicherem Unteren Geschiebemergel, ebenso wie bei Hamburg; zwischen drin bei Tesperhude liegen sie wieder unter sicherem Oberen Geschiebemergel, aber ebenfalls sehr gestört; bei Hummelsbüttel-Hinschenfelde liegen sie unter einem Interglazial, das bis zum strikten Beweis des Gegenteils als jüngstes betrachtet werden muß. Bei Glinde-Utersen, wo über diesem selben jüngsten Interglazial der sichere Obere Geschiebemergel folgt, sind sie entgegen der diesbezüglichen Angabe Schuchts (Seite 138) ganz sicher nicht beobachtet und nicht vorhanden, wie dort ja auch das tiefere Interglazial nicht mehr vorhanden ist (116). Ebenso beruht die Berufung Schuchts auf mich (Seite 137) dafür, daß diese Tone im westlichen Schleswig-Holstein überall nur von einer Grundmoräne, und zwar der der letzten Vereisung überlagert werden, in diesem letzten Teil auf einem Irrtum und Mißverständnis. Wo ich derartige schwarze Tone im Westen beobachtet oder von ihnen erfahren habe, liegen sie ganz sicher unter dem Unteren Geschiebemergel mit der mächtigen interglazialen Verwitterungszone (z. B. bei Süderstapel) (26).

Aus allen diesen Erwägungen ergibt sich, daß, soweit diese schwarzen Tone ungestört, in voller Mächtigkeit vorhanden sind, sie anscheinend überall unter dem Unteren Geschiebemergel, bzw. unter dem unteren Interglazial liegen und das sogenannte Hauptdiluvium von dem ältesten Glazialdiluvium trennen; daß sie aber schon im östlichen Elbufer und weiter landeinwärts großenteils stark gestört und wahrscheinlich tekto-

nisch disloziert sind, hoch in die Höhe kommen und z. T. sicher unter Oberem Geschiebemergel liegen, vielleicht aber hier auch eine rekurrente Zone derselben Facies bilden. Über die Umstände, unter denen sich diese mächtigen, fossilfreien, aber feldspatführenden schwarzen Tone gebildet haben, sind wir noch ganz im Unklaren.

Hannover.

Aus Hannover ist ebenfalls eine ganze Anzahl sicherer Interglaziale bekannt, deren stratigraphische Stellung aber zum Teil noch unsicher ist.

Bei Stade liegt zwischen zwei sicheren Moränen eine mächtige Schichtenfolge, die mit sicheren hocharktischen Yoldientonen beginnt, in der Mitte eine Austernbank enthält und wieder mit typischen Yoldientonen mit eingeschalteten Moränenbänken endet, also ein vollständiges Interglazial mit doppelter Klimaschwankung; ob es älteres oder jüngeres Interglazial ist, ist noch nicht sicher erweisbar (114).

Aus der Tatsache, daß die hangende Moräne ziemlich mächtig ist und »concordant« mit den tieferen fossilführenden Schichten liegt, und daß der ganze Komplex einheitlich stark aufgerichtet ist, wäre vielleicht zu schließen, daß es älteres Interglazial ist, da die starken diluvialen tektonischen Störungen, für die wir Beweise haben, am Schluß der letzten Interglazialzeit, vor Ablagerung des Oberen Geschiebemergels erfolgt sind, der dann die aufgerichteten Schichten discordant überlagert (Rügen).

Ebensolche marinen Ablagerungen mit sehr deutlicher Klimaschwankung liegen bei Lamstedt bei Stade.

Bei Flestedt (Blatt Haarburg) liegt unter geringmächtigem, diluvialem Kies und Geschiebelehm ein 1—1,2 m starkes, diluviales Torflager, das — stark zusammengepreßt — aus Moostorf und Bruchwaldtorf mit herrschender Rotföhre, Fichte, zurücktretender Eiche (bei sicherem Fehlen der Linde) besteht und *Carex pseudo-cyperus* enthält, also ein etwas rauheres Klima als heute anzudeuten scheint; ob es aus der letzten Interglazialzeit, und zwar aus derem Ende stammt, ist also nicht sicher zu erweisen, doch ist das immerhin am wahrscheinlichsten, da für ein so großes Interstadium mit immerhin doch recht günstigen Temperaturverhältnissen, wie es für die Bildung dieses starken Torflagers erforderlich wäre, sonst alle Hinweise fehlen.

Bei Lüneburg ist vielfach und an recht verschiedenen Stellen in Tagesaufschlüssen und Bohrungen beobachtet, daß unter einem normal kalkhaltigen, Oberen Diluvium, das oberflächlich bis zu 2 m (ausnahmsweise bei sehr sandiger Facies bis zu 4 m) Tiefe entkalkt war, eine bis zu 12 m tief intensiv zersetzte und entkalkte Verwitterungszone folgte (teils in den tieferen diluvialen Sanden liegend (24, 22, 33), zum Teil bis in die ältere Moräne hinabreichend), die an mehreren Stellen mit humosen Schichten und mit Diluvialtorf im stratigraphischen Verband steht.

Über die pflanzliche Beschaffenheit dieses Diluvialtorfes ist leider bisher nichts ermittelt, daß hier aber die Zeugen einer langen Interglazialzeit vorliegen, ist aus der Mächtigkeit und Beschaffenheit der Zersetzungszone (12 m, zum Teil intensiv ferrettisiert) sicher. Gleichzeitig ist hier aus der Tatsache, daß kalkhaltiges Obermiocän und Keupermergel tektonisch auf diese Verwitterungszonen aufgeschoben sind, mit völliger Sicherheit zu erweisen, daß diese tektonischen diluvialen Störungen erst gegen Ende der letzten Interglazialzeit erfolgt sein können.

Unter dem bis 22 m mächtigen, Unteren Geschiebemergel unter dieser oberen, interglazialen Entkalkungszone liegen in einer Bohrung ebenfalls nach 13 m verwitterte Diluvialsande, die somit eine ältere interglaziale Verwitterungszone anzeigen, ebenso wie bei Elmshorn in Holstein und bei Lauenburg.

Auch in der Bohrung Eitelfritz bei Vastorf, SO Lüneburg, liegt unter 22 m frischem, Oberen Diluvium eine sehr mächtige Verwitterungszone mit einem Torflager und darunter wieder über 30 m frisches älteres Diluvium.

Auch südlich und südwestlich von Lüneburg bei Hasenburg und Oedeme liegen unter zum Teil noch völlig frischem, jungem Diluvium stark zersetzte, verwitterte, ältere Diluvialsande und Kiese, darunter eine sehr deutlich ausgeprägte Denudationszone, ganz verwitterter und entkalkter, zum Teil in eine Steinsohle aufgelöster, älterer Geschiebelehm und ebenfalls noch völlig entkalkte und verwitterte, oben diskordant abgeschnittene, ältere Diluvialsande; also ebenfalls die Zeugen einer sehr langen Interglazialzeit, in der die erheblichsten Denudations-, bzw. Erosions- und Verwitterungsvorgänge sich abspielten. (Blatt Lüneburg, 2. Auflage!)

Das früher als Präglazial betrachtete, ziemlich mächtige Torflager am Pieperschen Kalkbruch bei Lüneburg, das unter Geschiebedecksand und 5 m Diluvialsand liegt, enthält neben indifferenten Formen: *Picea omoricoides*, *Pinus pumilio*, *Betula nana*, *Salix herbacea* usw., und zwar vielfach in sehr verkrüppelten Formen, die also auf ein rauhes, unwirtliches Klima deuten (97). Nachdem (entgegen der früheren Annahme) die Verbreitung des Oberen Diluviums bis weit über Lüneburg sichergestellt ist, liegt kein Grund mehr vor, dieses Torflager nicht für jungdiluvial, vom Ende der letzten Interglazialzeit herstammend, für ein Äquivalent der vorerwähnten Torfe in der Verwitterungszone (und bereits das Herannahen des letzten Inlandeises anzeigend) anzusehen, analog dem Torf von Flestedt bei Haarburg; es ist dies jedenfalls die ungezwungenste Annahme.

Dieselbe Tatsache, daß drei kalkhaltige, normale Glaziale durch zwei interglaziale Verwitterungszonen von großer Mächtigkeit getrennt sind, ergibt sich auch aus dem Befund der Bohrung Ochtringen auf Blatt Ebstorf südlich Lüneburg (5 m Jungdiluvium, 22 m letzte interglaziale Verwitterungszone, 26 m kalkhaltiges Glazial, 18 m ältere inter-

glaziale Verwitterungszone und 20 m ältestes Glazial über Tertiär), so daß also an dem gesetzmäßigen Auftreten zweier verschiedenaltriger derartiger Verwitterungszonen übereinander im Unterelbegebiet nicht mehr zu zweifeln ist.

Die Kieselgurlager im Luhetal südlich von Lüneburg enthalten Rotföhre, Erle, Eiche, Fichte, Hainbuche, Hasel, Stechpalme, Ahorn, Esche usw., beweisen also ein absolut gemäßigtes Klima und werden von sicher glazialen Sanden zum Teil sogar von Geschiebelehm überlagert, gehören also der letzten großen Interglazialzeit an; hierin — in der Kieselgur — sind auch körperliche Reste des diluvialen Menschen gefunden (124, 128, 4).

Ebenso enthalten die 6—13 m mächtigen Kieselgurablagerungen bei Unterlüß und Oberohe südlich Lüneburg dieselbe Flora: Eiche, Buche, Ahorn, Spitzahorn, Föhre, Erle, Birke, Pappel, Fichte, Hasel, *Ilex aquifolium* und werden ebenfalls von mächtigen Geschiebesanden mit über 1 m großen Geschieben, die seitlich im Geschiebelehm übergehen, überlagert, sind also gleichfalls sichere Interglazialbildungen, desgleichen die Süßwassermergel von Westerweyhe, Ülzen und Ebstorf (*Rhinoceros Merkii*), die dieselben Lagerungsverhältnisse zeigen (und von mächtigem Geschiebemergel unterlagert werden) (96), und die Süßwasserkalke von Nedden—Averbergen, die Rotföhre, Fichte, Hasel, Hainbuche, Birke, Erle und Linde enthalten.

In der Gegend von Römstedt bei Bewensen südlich von Lüneburg liegen unter Geschiebesand und wenig mächtigem Geschiebelehm sandig-humose und Torfablagerungen, die *Pinus silvestris*, *Picea excelsa*, *Alnus glutinosa* und *Betula alba*, *Corylus avellana* und *Quercus* enthalten und von einer tieferen Moräne unterlagert werden, also auch sicheres letztes Interglazial sind.

Ebenso sind bei Deutsch-Ewern südlich von Lüneburg 1,5—3 m mächtige Süßwasserkalke und kalkige Diatomeenschichten vorhanden, die eine reiche, aber indifferente Molluskenfauna enthalten und von Geschiebesand mit zum Teil recht großen Geschieben überlagert werden (6). Ist auch aus der Fauna der Beweis einer warmen Interglazialzeit nicht direkt zu erbringen, so weisen doch die mächtigen Ablagerungen von Süßwasserkalk und Diatomeenerde auf ein günstiges Klima hin, in dem sich eine üppige Vegetation entfalten konnte, und die stratigraphischen Verhältnisse erweisen die zeitliche Übereinstimmung mit den vorher besprochenen, floristisch besser gekennzeichneten Kieselgurlagern des Luhetales.

Bei Honerdingen unweit Walsrode in der südlichen Lüneburger Heide liegt unter bis 1,5 m mächtigem Geschiebesand und 2—5 m mächtigen geschichteten Diluvialsanden ein mächtiges Torflager, das nach unten von Lebertorf und dann von 7—8 m mächtigem Süßwasserkalk, sowie von älterem Diluvium unterlagert wird (149). Schildkröte, Biber, Edelhirsch, Reh, Riesenhirsch, Urochs, Wisent, zahlreiche Fische sind darin enthalten; von höheren Pflanzen *Nymphaea alba*, *Nuphar luteum*,

Tilia platyphyllos und *parvifolia*, *Acer platanoides*, *Ilex aquifolium*, *Fraxinus excelsior*, *Platanus* sp., *Juglans* sp., *Fagus silvatica*, *Quercus sessiliflora*, *Corylus avellana*, *Carpinus betulus*, *Alnus glutinosa*, *Betula pubescens*, *Populus tremula*, zahlreiche *Potamogeton*-Arten, *Najas flexilis* und *major*, *Taxus baccata*, *Abies pectinata*, *Picea excelsa*, *Pinus silvestris*, *Juniperus communis* usw. Daß diese Fauna und Flora ein typisches Interglazial schärfster Fassung darstellt und mindestens ebenso günstige Lebensbedingungen verlangt, wie sie gegenwärtig dort vorhanden sind, kann keinem Zweifel unterliegen; daß dieses Interglazial das letzte, große Interglazial ist, gleichaltrig mit Glinde—Uetersen—Schulau, Lauenburg (Kuhgrund), Grünenthal und den Kieselgurlagern im Luhetal, daran zu zweifeln liegt nach den stratigraphischen Verhältnissen, und seitdem wir wissen — durch Kartierung festgestellt —, daß das Obere Diluvium bis weit in die Lüneburger Heide hinein sich erstreckt hat, kein triftiger Grund mehr vor.

Die gleiche Stellung nimmt der Torf, Faulschlamm und Süßwasserkalk von Godenstedt bei Zewen ein, der von Geschiebesand überlagert wird und neben *Najas major*, *Alnus glutinosa*, *Carpinus betulus* und *Abies pectinata*, Biber, Hirsch, Reh, Mammut, Fischotter usw. enthält (120).

Daß diese Ablagerungen meistens nur von Geschiebesand — mit großen, geschliffenen Geschieben und nur selten von Geschiebelehm bedeckt werden, kann jetzt, wo wir durch die Kartierungsarbeiten in Nordhannover und Holstein wissen, wie oft der unzweifelhafte Geschiebelehm in horizontaler und vertikaler Richtung in Geschiebesande ganz allmählich übergeht, daß also diese Geschiebesande nur eine sandige Facies der Grundmoräne sind und stratigraphisch und genetisch mit ihr völlig gleichwertig sind, kein Bedenken gegen den interglazialen Charakter dieser Ablagerungen mehr begründen.

Diese Geschiebesande als postglaziale Bildungen aufzufassen, dafür fehlt nicht nur jeder Anlaß, sondern auch jede geologische Möglichkeit; sie sind ganz unbezweifelbar alle gleich alt und unter denselben Umständen gebildet, unter Umständen, für die es am Anfang der Postglazialzeit keine Möglichkeit gibt — nach unseren jetzigen Kenntnissen — und da bei einigen dieser Ablagerungen auch obenein die Überlagerung durch Geschiebelehm und Geschiebemergel sicher erwiesen ist, so sind sie also völlig sicheres, letztes Interglazial.

Bei Wallensen in der Hilsmulde liegt über Braunkohle eine 4—6 m mächtige Grundmoräne mit nordischen Geschieben und Feuerstein, die von 2—4 m eines lößartigen feinen Mergelsandes überlagert wird, der selbst fossilfrei nach oben in grünlichgraue Bändertone übergeht mit *Perca fluviatilis*, *Esox lucius*, *Valvata Andreaei*, *Linnaea ovata* und *Planorbis nitidus*. Darüber lagern feinkörnige hellgrüne Sande mit zahlreichen Conchylien und Pflanzenresten (*Potamogeton* usw.). Die Fossilien leben noch jetzt alle in dem Gebiet mit Ausnahme von *Valvata*

Andreaei und *Pupa columella*, welche erstere die Ablagerung an sich schon als diluvial erweist. Diese fossilführenden Sande gehen stellenweise nach oben hin über in sandige Torfe mit Blättern, Holz und Früchten zahlreicher Laubbäume und ebenfalls mit zahlreichen Mollusken, darunter *Planorbis umbilicatus*, *Vallonia costellata*, *Pupa columella*, *Vertigo parcedentata* und *Vertigo substriata*, *Succinea Schumacheri* und zahlreiche andere Limnaeen, Planorben usw., ferner *Rana esculenta*. Auch diese Ablagerung wird durch *Vallonia costellata* und *Succinea Schumacheri* als diluvial charakterisiert.

Diese ganze bisher beschriebene Schichtenfolge ist nun tektonisch gestört, zum Teil ziemlich erheblich aufgerichtet und gefaltet, bzw. gefältelt und wird discordant von alluvialen Ablagerungen: Torfen mit zahlreichen Säugetieren (Elch, Edelhirsch, Urochs usw.) sowie zahlreichen noch lebenden Mollusken, von Moorerde, Schlick und sonstigen recenten Bildungen überlagert.

Da die fossilführenden diluvialen Ablagerungen von einer sicheren Grundmoräne unterlagert werden, welche nach Lage der Dinge nur zur sogenannten Haupteiszeit gehören kann (der obere Geschiebemergel reicht auch nicht annähernd bis in dieses Gebiet), da sie wegen des Vorhandenseins der jetzt ausgestorbenen diluvialen Arten *Vallonia tenuilabris*, *V. costellata*, *Succinea Schumacheri* und *Valvata Andreaei*, sicher diluvial ist, da sie ferner ganz überwiegend eine durchaus gemäßigte Fauna (*Rana esculenta*, *Planorbis umbilicatus* usw.) und Flora führt, so ist sie als ein sicheres letztes Interglazial anzusprechen. Die Störungen tektonischer Art, die die Ablagerung betroffen haben, werden wir nach Analogie mit anderen norddeutschen Vorkommen wohl in das Ende der letzten Interglazialzeit verlegen dürfen. Die hochalpinen, bzw. hocharktischen Arten, die sich selten, aber in der ganzen Ablagerung verteilt finden, und die in einem so bemerkenswerten Gegensatz zu der ganzen anderen reichen Fauna und Flora stehen (*Vertigo parcedentata*, *V. substriata* und *V. alpestris*, *Pupa columella*) werden als Relicte aus der sog. Haupteiszeit betrachtet (90).

An der Steinmühle bei Veltheim liegen über Kalktuffen mit *Helix tonnensis* und *Cyclostoma elegans*, die dadurch als sicher diluvial und einem sehr warmen Klima entstammend erwiesen sind, Schotter mit nordischen Geröllen und *Rhinoceros antiquitatis*. Daß der Kalktuff interglazial ist, ist sicher; zu welchem Interglazial er gehört, ist noch nicht bestimmt erwiesen (92).

Bei Gronau finden sich in jungdiluvialen Leineschottern, die unter Lößlehm liegen und unter Schottern mit *Elephas primigenius* und *Rhinoceros* sp. sandige und lehmige Einlagerungen mit einer reichen Molluskenfauna, die neben einigen noch lebenden Faunen die diluvialen, jetzt ausgestorbenen Arten *Vallonia tenuilabris*, *Succinea Schumacheri* und

Limnophysa palustris var. *diluviana* enthält, ferner *Pupa columella*, *Vertigo parcedentata* und *Planorbis sibiricus* und sich damit als eine echt glaziale, auf wesentlich kälteres Klima hinweisende Fauna erweist. Da diese Terrassenschotter von den jungdiluvialen Störungen des Gebietes, die z. B. das Interglazial von Wallensen noch betroffen haben, nicht mehr berührt sind, so sind sie als oberdiluviale, als Ablagerungen der letzten Eiszeit anzusehen (91).

In dem diluvialen Flußterrassenkies des Leinetals bei Edesheim bei Nordheim ist ein Geweih von *Cervus euryceros* gefunden zusammen mit *Bison priscus* und wollhaarigem Nashorn; in demselben Kies bei Ricklingen lag ein vollständiges Geweih von *Cervus elaphus*, ferner Mammutzähne, sowie *Rhin. tichorrhinus*. Zahlreiche Geweihe vom Edelhirsch sind auch in dem diluvialen Weserkies am Bahnhof Emmerthal gefunden zusammen mit Mammutzähnen und *Cervus canadensis*, sowie *Equus caballus*.

Im Weserkies bei Stolzenau ist ein vollständiger Schädel von *Rhinoceros tichorrhinus* gefunden; Mammut und wollhaariges Nashorn sind im diluvialen Leinekies bei Göttingen gefunden.

In dem untersten diluvialen Flußkies bei Hameln an der Weser am Sintelberge fanden sich mehrere Reste von *Ovibos moschatus*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorrhinus*, *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus*, *Felis spelaea* (134, 135).

Die Reste sind größtenteils so gut erhalten, daß ein irgendwie wesentlicher Transport ausgeschlossen ist; die Tiere haben also an Ort und Stelle zur Zeit der Terrassenbildung gelebt; aus der Zusammensetzung der Fauna ergibt sich, daß diese Terrassenkiese zum Teil wohl sicher noch in interglazialer Zeit, zum Teil aber auch schon beim Herannahen des Inlandeises unter stark glazialen Bedingungen gebildet sind. Dem anstauenden Einfluß des herannahenden Inlandeises schreibt Grupe (45, 46) die Hauptveranlassung zur Aufschüttung dieser mächtigen Terrassen zu, die danach also ihrer Hauptmasse nach zeitlich glazialen Alters sein müßten, welche Auffassung auch von Menzel auf Grund des Studiums der in den Terrassen enthaltenen Molluskenfauna geteilt wird.

Auf der ehemaligen Zeche Nachtigall zwischen Höxter und Holzminden sind 15—20 m mächtige Tone aufgeschlossen, die zu unterst einige ziemlich erhebliche Torfflötze enthalten und oben von Wesersanden und Lößlehm bedeckt werden. Diese Tone gehören zur mittleren Terrasse der Weser (134, 135). Die ganz unten drin liegenden Torfe enthalten: *Pinus* sp., *Betula* sp., *Corylus avellana*, *Arundo* sp., *Potamogeton*-Arten und *Donacia semicuprea*; dazu *Cervus elaphus*, *Bos primigenius* und *Equus caballus*; es ist also ein gut belegtes Interglazial, das auf durchaus gemäßigte Klimabedingungen deutet und am Grunde der Terrasse liegt.

In den höher liegenden Tonlagen tritt dann aber eine Schneckenfauna auf, mit *Tachea* sp., *Clausilia* sp., *Helix hispida*, *Vallonia tenuilabris*,

Pupa muscorum, *Pupa turritella*, *Succinea fagotina*, *S. oblonga*, *S. Schumacheri*, *Planorbis albus*, *Limnaea pereger*. Von diesen Formen schließen die beiden ersten arktisches Klima aus, während *Vallonia tenuilabris*, *Pupa turritella* und *Succinea elongata* auf subarktische bis arktische Verhältnisse hindeuten. Also auch die Mollusken zeigen ebenso wie die vorher besprochenen großen Säuger, daß ein Teil dieser Terrassen schon offenbar unter dem Einflusse des herannahenden Inlandeises bei schon deutlich sich ankündigenden glazialen Klimabedingungen gebildet ist, also an das Ende der eigentlichen Interglazialzeit, bzw. in die Eiszeit selbst zu setzen sind.

Daß auch weiter flußabwärts im Wesergebiet beim Herannahen der sog. Hauptvereisung arktischglaziale Klimaverhältnisse geherrscht haben, daß sich auch dort und damals das Inlandeis nicht in Gebiete mit gemäßigter Vegetation vorgeschoben hat, beweisen die Vegetationsschichten von Oeynhausen, wo unter erheblich mächtigem Geschiebemergel und glazialen, fossilfreien Tonen ein dünnes Torflager sich fand mit *Hypnum turgescens*, *H. stellatum*, *H. revolvens*, daneben *Carex*-Arten. *Hypnum turgescens* ist eine alpine und arktische Form; alle baum- und strauchartigen Formen fehlen, sogar deren Pollen, die sonst immer vorhanden sind, so daß wir hier ebenfalls den Beweis einer hochnordischen Moostundra dicht vor dem Hereinbrechen der sog. Hauptvereisung haben (98).

Nach den sehr einleuchtenden und wohlbegründeten Ausführungen Grupes (46) ist das Wesertal schon in präglazialer Zeit bis nahe an seine jetzige Talsohle oder sogar noch darüber hinaus eingeschnitten gewesen; die jungpliocänen Ablagerungen des mittleren Wesergebietes liegen, soweit sie noch erhalten sind, stets in tieferem Niveau und im Fuldagebiet sogar bis weit unter die Talsohle herunter, und bei Bremen liegen die ältesten Glazialablagerungen in mehr als 200 m Tiefe in dem präglazialen Wesertal (155a). Wohl unter dem aufstauenden Einfluß, jedenfalls aber zur Zeit des herannahenden ersten, das Mündungsgebiet sperrenden Inlandeises sind die im wesentlichen zeitlich glazialen Schotter der mächtigsten, oberen Terrasse aufgeschüttet worden, was sich in der gemeinsamen Aufschüttung, bzw. Wechsellagerung von Weserschottern und nordischen Sanden bei Rinteln kundgibt. Nach den neuesten, mir freundlichst mitgeteilten Ergebnissen Grupes biegt dann die obere Terrasse vor der durch das erste Inlandeis gesperrten Weserpforte südlich des Wiehengebirges in das Flußbett der Haase ein, wo neuerdings durch Kurtz in der Gegend von Bünde echte Weserschotter in der entsprechenden Höhenlage festgestellt sind (83).

Es erfolgte dann in der ersten Interglazialzeit wieder eine Periode gewaltiger Erosion, die diese mächtigste obere Terrasse des mittleren Wesergebietes zum erheblichen Teil wieder beseitigte, worauf sich das interglaziale Torflager der Zeche Nachtigall bei Höxter am Grunde der mittleren Terrassen bildete, und ferner in den untersten

Teilen dieser mittleren Terrasse am Süntelberge bei Hameln und an sonstigen Fundpunkten die vorherbeschriebene Fauna großer Säuger begraben wurde (S. 355).

Dann zur Zeit des herannahenden zweiten Inlandeises wurde wieder die Hauptmasse der mittleren Terrassenschotter aufgeschüttet, wobei der Einfluß dieses wieder kommenden Eises sich schon sehr deutlich in den glazialen, bzw. hocharktischen Elementen der vorbeschriebenen Faunen ausprägt: *Vallonia tenuilabris*, *Pupa turritella*, *Succinea oblonga*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorrhinus*, *Rangifer tarandus*, *Ovibos moschatus*. Auch die eben erwähnte glaziale Flora von Oeynhausen fällt in diese Zeit und beweist dasselbe. Zum Schluß kam es dann wieder zu einer direkten Vereinigung der mittleren Terrassenschotter mit den Ablagerungen der zweiten Eiszeit, wie sie sich durch die Wechsellagerung von Weserschottern mit Grundmoränen, Bänderton und nordischem, glazialem Sand bei Hameln kundgibt, und auch diese mittlere Terrasse mußte vor dem Aufstau des diesmal nicht ganz soweit vorstoßenden Inlandeises, nun am Nordrande des Wiehengebirges entlang, nach Westen ausbiegen.

In der zweiten Interglazialzeit folgte dann wiederum eine sehr bedeutende Talerosion, die große Teile der neu gebildeten, mittleren Terrasse beseitigte, und die Bildung eines neuen interglazialen Torflagers mit *Corylus avellana* und sonstiger noch nicht näher bestimmten Flora bei Hameln (nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen Grupe, dessen Arbeiten darüber noch nicht abgeschlossen sind), worauf sich in der dritten, letzten Eiszeit die untere Weserterrasse bildete, die in der Gegend von Nienburg-Verden erwiesenermaßen mit den direkten, glazialen Terrassenaufschüttungen des letzten Inlandeises und seiner Schmelzwasser, mit der jungglazialen Allerterrasse zusammenläuft, die sich ihrerseits aus den jungglazialen Geschiebesandaufschüttungen der südlichen Lüneburger Heide entwickelt.

Es ist also hier durch direkte, stratigraphische Beobachtung erwiesen und durch faunistisch-floristische Beobachtungen bestätigt, daß nur, bzw. höchstens gewisse (tiefste) Teile der Terrassen eigentlich interglazial sind, d. h. der Periode warmen Klimas angehören, daß in dieser warmen Interglazialzeit vielmehr im wesentlichen eine sehr starke Erosionsarbeit geleistet wurde, daß dagegen die Hauptsache der Terrassenaufschüttung erst aus dem Schluß der Interglazialzeit (dem sogenannten »kalten« Interglazial) stammt, bzw. schon direkt zeitlich glazial ist, und daß die drei großen diluvialen Weserterrassen also zum erheblichen Teil den drei Eiszeiten entsprechen, die auch durch die stratigraphischen Ergebnisse der Kartierung und die Verteilung der Interglaziale in Schleswig-Holstein und der Mark erwiesen sind.

Diese Untersuchungen und theoretischen Erwägungen Grupes erhalten eine starke Stütze durch entsprechende Beobachtungen Krauses

(80, 81) über die Rheinterrassen und die Lage der dortigen Interglazialablagerungen und decken sich mit den im Prinzip übereinstimmenden Anschauungen Menzels (91), der auch schon früher zur Erklärung der mächtigen Schotterbildungen am Harzrande die Stauwirkung des Inlandeises angenommen hatte und speziell für die Hauptterrasse des Leinetals, die der mittleren Weserterrasse Grupes entspricht, ihr im wesentlichen glaziales Alter durch paläontologische Erwägungen sichergestellt hatte.

Die südliche Lüneburger Heide zeigt nach den Arbeiten und Ausführungen von Stoller durchaus die Züge einer alten, ausgereiften Erosionslandschaft im älteren Diluvium, deren Formen durch die großenteils nur schleierhaft dünne Decke des darüber ausgebreiteten jungen, Oberen Diluviums nicht mehr wesentlich modifiziert sind und in einem ausgeprägten und nicht zu übersehenden Gegensatz stehen zu den jungen, frischen, unverwitterten und unzerstörten Formen des mächtigen jungen Diluviums rechts der Elbe (128).

Die Endmoränen der vorletzten Vereisung (Wierener Berge und Becklinger Holz) bestehen dort aus groben Sanden und Kiesen mit der charakteristischen, viele Meter tief herunterreichenden, eisenschüssigen Verwitterungsrinde der Interglazialzeit und stehen in Formen und innerer Erhaltung im deutlichsten Gegensatz zu den jungdiluvialen Endmoränen des baltischen Höhenrückens (128, 24).

Der jungdiluviale Schleier über diesem älteren Diluvium reicht ungefähr bis ans Allertal. Daß das Obere Diluvium darüber hinaus bis in die Gegend von Hannover gereicht haben soll, ist eine gänzlich beweislos gebliebene Angabe eines Theoretikers, der bisher nur sehr schlechte, unzuverlässige Beobachtungen geliefert hat, und bedarf keiner weiteren Widerlegung.

Rheinland-Westfalen.

Aus diesem Gebiet sind folgende, für die Gliederung des Diluviums durch lange Interglazialzeiten sprechende Tatsachen bekannt.

Im Ruhrgebiet bei Bochum-Witten sind die altdiluvialen Ruhrschotter, die ursprünglich ein einheitliches, größeres Plateau bedeckten, sehr stark verwittert und entkalkt, bevor sie von frischer, kalkhaltiger Grundmoräne bedeckt wurden (1, 94). Zwischen die Zeit der Ablagerung dieser Schotter und die Invasion der sie überdeckenden Grundmoräne fällt also eine sehr lange Zeit, in der nicht nur die Schotter völlig verwitterten, sondern auch das Plateau, auf dem sie abgelagert wurden, sehr stark zerstört wurde, und eine intensive Talbildung eintrat, die bedeutendste, die Westfalen seit der Tertiärzeit betroffen hat, und die Höhenunterschiede von über 50 m geschaffen hat, die von dem mittleren und jungen Diluvium nicht wieder aufgefüllt wurden. Denn nach Verwitterung der Schotter und dieser intensiven Talbildung lagerten sich darüber lößartige

Bildungen (Mergelsande) und ein älterer Löß ab und darüber erst die bis zu mehr als 4 m mächtige Grundmoräne der sog. Haupteiszeit.

Diese Grundmoräne ist im Emscher Gebiet wiederum sehr erheblich verwittert und entkalkt — bis zu 2 m Tiefe —, auch da, wo sie von intaktem, kalkhaltigem Löß überdeckt wird, der zum Teil kälteliebende Arten wie *Pupa columella* enthält.

Da die dritte, letzte Vereisung den Teutoburger Wald und die Weser ganz sicher nicht überschritten hat und meist noch erheblich dahinter zurückbleibt, so liegt hier ohne jeden Zweifel die Moräne der vorletzten (sog. Haupt-)Eiszeit vor, mit einer zur letzten Interglazialzeit, vor Ablagerung des Löß entstandenen intensiven Verwitterungszone.

Aus der Zerstörung dieser älteren Moräne im Emschertal durch die Schmelzwässer der rückziehenden Hauptvereisung sind dann mächtige Kiese entstanden, in denen *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorrhinus*, *Cervus euryceros* und *C. elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus* in ausgezeichnet erhaltenen, nicht abgerollten Resten vorhanden sind, ebenso Artefacte des diluvialen Menschen vom Mousterientypus. Darüber liegen fossilführende Sande und Torfe, die auf ein durchaus gemäßigtes Klima deutende Formen enthalten, nach oben zu aber Formen führen, die auf kälteres Klima schließen lassen. Vier Potamogetonarten, *Ranunculus aquatilis* und *R. flammula*, *Hippuris vulgaris*, *Menyanthes trifoliata* usw. und eine gleichartige Fauna von Land-, Wald- und Wassermollusken, darunter *Succinea fagotiana* und *Planorbis umbilicatus* ist in diesen Schichten vorhanden; zu oberst stellt sich die *Vertigo parcedentata* ein, die entschieden auf eine Verschlechterung des Klimas hindeutet und sich auch in den nächst jüngeren Talsanden der Niederterrasse der Lippe findet. Wir haben hier also eine mächtige Interglazialbildung, die an der Basis kälteliebende Formen (Mammut, *Rhinoceros tichorrhinus*, Rentier) in der Mitte durchaus gemäßigte Arten und zum Schluß wieder auf kälteres Klima hindeutende Formen enthält und von den glazialen Niederterrassenschottern bedeckt wird, die ebenfalls kälteliebende Formen enthalten.

Es sind also auch hier wie im Unterelbegebiet zwei mächtige, verschieden alte Verwitterungszonen vorhanden, die durch einen glazialen Komplex getrennt und von glazialen Schichten überlagert werden; die obere liegt obenein im stratigraphischen Verband mit fossilführenden Interglazialablagerungen, die eine schöne doppelte Klimaschwankung beweisen.

Im Niederrheingebiet zwischen Nimwegen und Crefeld ist durch die Forschungen von P. G. Krause, Stoller und Fliegel in großer Verbreitung ein fossilführender Horizont im Liegenden der Hauptterrassenschotter festgestellt worden, der ebenfalls noch von buntem, diluvialem Rhein-Maas-Schottern, — dem Deckenschotter — unterlagert wird, unter dem erst die pliocäne Kieseloolithstufe folgt (80, 81, 11, 162, 163, 107).

Die Hauptterrassenschotter im Hangenden dieses fossilführenden Horizontes, der Tegelenstufe, sind braun, meist lehmig, kalkfrei und auf das deutlichste sowohl petrographisch wie stratigraphisch von denen im Liegenden, die sehr hell, kalk- und lehmfrei sind, unterschieden; sie liegen mit deutlicher Erosionsdiskordanz auf den kalkhaltigen Feinsanden und Tonen der Tegelenstufe.

Diese fossilführende Tegelenstufe, die aus kalkhaltigen Feinsanden, tonigen Sanden und Tonen besteht und außerdem stellenweise noch Torfe und torfähnliche Braunkohlen, sowie faulschlammhaltige Tone enthält, ist festgestellt in demselben stratigraphischen Verband am Wyler Berg zwischen Nimwegen und Cleve, in der Gegend westlich von Mörs im Gulixberg, Rayer Berg, Dachsberg und Örmter Berg, sowie zwischen Mörs und Crefeld im Hülser Berg, endlich westlich von Crefeld bei Tegelen und südlich von Tegelen im Brachter Wald. Dieselben Schichten, kalkhaltige Feinsande und Tone sowie Mergelsande, zwischen den braunen, kalkfreien Hochterrassenschottern und den hellen, kalkfreien Deckenschottern — aber ohne Fauna — sind noch vielfach festgestellt in den zwischenliegenden Gebieten und südlich bis weit in das sogenannte Vorgebirge oder die Ville (westlich von Cöln); sie besitzen eine sehr verschiedene Mächtigkeit: wenige Dezimeter bis mehrere Meter, vor allen wegen der mehr oder minder energischen Erosionswirkungen in ihrem Hangenden.

Die Hauptterrassenkiese in ihrem Hangenden sind in der Gegend von Mörs (Hülser Berg, Dachsberg usw.) sehr energisch gestaucht, zum Teil bis zur Saigerstellung aufgerichtet und enthalten nordische Diluvialgeschiebe: Alandrapakivi, Alandgranit, Smalandgranit, Asbydiabas, roten Ostseequarzporphyr, Feuersteine mit *Ananchytes ovatus* usw., sowie steil angelagert Geschiebelehm mit nordischen Geschieben. Die Stauchung, die auf die östliche (Innen)Seite dieser endmoränenartig angeordneten Hügelzüge beschränkt ist, während außen — im Westen — die Hauptterrassenschotter ungestört horizontal liegen, ist also nach der Hauptterrassenzeit vor Ablagerung der Mittelterrasse erfolgt und kann nach Lage der Dinge nur durch das nordische Inlandeis erfolgt sein, das auch die nordischen Geschiebe in das Gebiet gebracht hat, also das Eis der sog. Haupteiszeit. Diese stratigraphisch völlig sichere und einheitliche Tegelenstufe enthält nun an den verschiedenen Fundpunkten folgende Fauna und Flora, die ganz zweifellos diluvial (nicht mehr pliocän) ist:

1. Am Wyler Berg bei Cleve: *Stratiotes aloides*, *Potamogeton* (7 Arten), *Ceratophyllum* (2 Arten), *Najas minor* und *tenuissima*, *Nuphar luteum*, *Acer* (*campestre* L.?), *Vitis vinifera*, *Trapa natans* und zahlreiche andere Arten von Ranunculaceen, Compositen und Umbelliferen.

2. Am Brachter Wald bei Elmpt: *Pinus*, *Picea excelsa*, *Najas major*, *Corylus avellana*, *Carpinus Betulus*, *Betula alba*, *Populus* (*nigra*?), *Alnus glutinosa*, *Fagus silvatica*, *Quercus pedunculata*, *Ulmus campestris*, *Nuphar luteum* usw.

3. Bei Tegelen: *Abies pectinata*, *Stratiotes aloides*, *Potamogeton* (3 Arten), *Najas major* und *minor*, *Carpinus Betulus*, *Ceratophyllum demersum*, *Magnolia cobus*, *Vitis vinifera*, *Trapa natans*, *Fraxinus* sp. usw.

4. Töniesberg: *Pisidium amnicum*, *P.* (*Fossarina*) sp., *Helix* sp., *Clausilia* sp., *Succinea* sp., *Paludina diluviana*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata naticina*, *V. antiqua*, Arvicoliden. Von diesen Arten ist *Valvata naticina* heute nur im mittleren und südlichen Rußland, nicht in Deutschland zu finden; sie sowohl wie *Paludina diluviana* finden sich aber im tieferen Interglazial der Mark und Ostpreußens.

5. Bei Neede östlich der Yssel: *Elephas antiquus*, *E. primigenius*, *Rhinoceros Merckii*, *Cervus elaphus*, *Paludina diluviana*.

6. Hülser Berg: *Cervus* sp., *Castor* sp., *Meles* sp., *Elephas* cf. *antiquus*, *Bithynia tentaculata*, *Patula ruderata*, *Fagus silvatica* L. usw.

7. Rayer Berg: *Lepus* sp., *Cionella lubrica*, *Planorbis corneus* und *glaber*, *Valvata macrostoma* und *cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Limnaeus truncatulus*, *Limax agrestis*, *Helix costata* und *nemoralis*, *Clausilia pumila* cfr. *dubia*, *Succinea Pfeifferi*.

Daß diese Fauna und Flora diluvial ist, daran kann ebensowenig ein Zweifel bestehen wie daran, daß sie ein sehr gemäßigtes Klima verlangt. (*Vitis*, *Magnolia*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer* usw. und die waldbewohnenden Schnecken; ferner *Paludina diluviana*, *Elephas antiquus Rhinoceros Merckii* usw.). Daß sie von buntem, gemischtem Diluvialkies mit Feuerstein und umgelagertem Pliocän (nicht von Pliocän selbst) unterlagert wird, ist ebenso sicher wie die Überlagerung durch Diluvialkies, der durch das ältere Inlandeis aufgestaucht ist (zur Zeit der Mittelterrassen und lange vor der Niederterrasse); es kann sich hier also nur um erstes Interglazial handeln.

Die untersten Diluvialschotter im Liegenden der Tegelenstufe, die bis in die Gegend von Cöln unter den Hauptterrassenschottern liegen, heben sich weiter im Süden höher heraus und liegen dann im höheren Niveau als die Hauptterrasse — es findet eine sehr schöne Terrassenkreuzung statt.

Dasselbe ist rheinabwärts der Fall mit der Mittelterrasse, die bis zur Gegend von Geldern über der Niederterrasse liegt, dann aber unter deren Niveau untertaucht und von Niederterrassenschottern überdeckt wird.

Daß die Niederterrasse nicht mehr diluvial, sondern schon alluvial ist, ist nach den neueren Forschungen von P. G. Krause und Wunstorf als erwiesen anzusehen; in der Gegend von Mörs ist sie noch bis tief in die historische Zeit von den Rheinhochwassern überflutet worden. Es müssen also vor der Zeit der Hauptterrassenablagerung und ebenso nach der Zeit der Mittelterrassenbildung erhebliche tektonische Störungen, bzw. Niveauverschiebungen in dem Gebiete stattgefunden haben, von denen die letzteren ihre Analoga in den Störungen der jüngeren Interglaziale in Hannover und der mitteldiluvialen Ablagerungen im Balticum finden.

Weiter rheinabwärts in Geldern, im Tal der Eem, liegt die Eemfauna mit allen den charakteristischen Arten, die wir oben (S. 347) aus dem Westbalticum kennen gelernt haben, über einem Geschiebemergel und unter den Schottern der »Niederterrasse«. Da wir aus der Tatsache der Terrassenkreuzungen soeben das Untertauchen der Mittelterrasse unter die Niederterrasse im Unterrheingebiet kennen gelernt haben, so kann aus der Überlagerung durch »Niederterrassenschotter« ein Beweis gegen das höhere Alter der typischen Eemfauna, das sich aus allen bisherigen Aufschlüssen ergeben hat und im Osten noch weiter ergeben wird, nicht abgeleitet werden. (Fortsetzung folgt.)

Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens.

Von **Hans Stille** (Leipzig.)

(Mit 1 Textfigur.)

In folgenden Schriften sind in den letzten 12 Jahren vorcretacische Gebirgsbildungen in Deutschland erörtert worden[1]):

1. J. Ahlburg, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Glückauf, 44. Jahrg. 1908, S. 1205 ff.
2. R. Bärtling, Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 43.
3. O. Burre, Der Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Oerlinghausen. Jahrb. der pr. geol. Landesanst. f. 1911, Bd. XXXII, I, S. 306 ff.
4. K. Flegel, Aufschlüsse der neuen Bahnlinien Reinerz-Cudowa in der Kreideformation, im Rotliegenden und im Urgebirge. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905, Bd. 57. S. 74.
5. F. Frech, Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte. Stuttgart 1912. S. 96—98.
6. O. Grupe, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, I, S. 612 ff. (spez. S. 639).
7. O. Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911, Bd. 63, S. 264 ff.
8. W. Haack, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, I, S. 458.
9. R. Hermann, Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 60, 1908, S. 1 ff.
10. E. Hoehne, Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres östlichen Ausläufers, des Heeseberges bei Jerxheim. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1911, Bd. XXXII, II, S. 1.
11. A. v. Koenen, Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetales bei Alfeld und Elze. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. Göttingen, Mathemat.-physikal. Klasse, 1907.

[1]) Berücksichtigt ist die bis Sommer 1912 erschienene Literatur. Der vorliegende Aufsatz ist schon im September 1912 verfaßt worden, wegen Übersiedelung des Verfs. von Hannover nach Leipzig aber bis zum Schlusse des Wintersemesters 1912/13 liegen geblieben.

12. A. Kraiss, Der Warburger Sattel, seine Baustörungen und die vulkanischen Durchbrüche. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. 1910, Bd. XXXI, II, S. 377 ff.
13. Th. Lorenz, Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. Ber. d. Niederrhein. geol. Ver. 1907, S. 24.
14. A. Mestwerdt, Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. v. Koenen-Festschrift 1907, S. 221 ff.
15. A. Mestwerdt, Zur Lagerung des Wealden am Osning. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1909, S. 49 ff.
16. C. Mordziol, Einige Bemerkungen zum Alter der deutschen Mittelgebirge. Ber. d. 43. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. 1910, S. 14 ff.
17. G. Müller, Erläuterung zu Bl. Lüneburg, Lief. 108. d. geol. Spezialkarte von Preußen. 1904.
18. W. Petrascheck, Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt 1910, Bd. 60, 2. Heft, S. 179.
19. E. Philippi, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1910, Bd. 62, S. 305 ff.
20. J. F. Pompeckj, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geogn. Jahreshefte XV, 1901.
21. Jos. Robert, Die Tektonik des Großherzogtums Luxemburg. Vereinsschrift d. Ges. Luxemburg. Naturfreunde 1911.
22. E. Scholz, Geologische Verhältnisse des Süntel. 1. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. f. 1908, S. 78 ff. (spez. S. 108).
23. H. Schröder, Erläuterungen zu Bl. Harzburg, Lief. 100 d. geol. Spezialkarte von Preußen. S. 103, 104, 161.
24. H. Schröder, Übergreifende Lagerung der oberen Kreide über dem aufgerichteten oberen Muschelkalk bei Kloster Michaelstein. Geolog. u. Paläontol. der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. d. pr. geol. Landesanst., N. F., Heft 56, S. 38.
25. H. Scupin, Über sudetische prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Zeitschr. f. Naturw. Bd. 82, 1910, S. 321 ff.
26. H. Stille, Zur Tektonik des südlichen Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1901, Bd. 53, Sitzungsber. S. 6,
27. H. Stille, Über präcretacische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1902, Bd. XXIII, S. 296.
28. H. Stille, Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 57, S. 168.
29. H. Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und der Kreide Westfalens. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1905, Bd. XXVI, S. 103.
30. H. Stille, Über Strandverschiebungen im hannoverschen oberen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1905, Bd. 57, Sitzungsber. S. 515.
31. H. Stille, Blätter Driburg, Willebadessen und Peckelsheim (letzteres zusammen mit A. Mestwerdt) der geol. Spezialkarte von Preußen nebst Erläuterungen, 1908.
32. H. Stille, Zonares Wandern der Gebirgsbildung. 2. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. f. 1909, S. 34.
33. H. Stille, Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min. etc. f. 1909, S. 270.
34. H. Stille, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1910, S. 141.
35. H. Stille, Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume. Congrès géol. intern., XI. Séance, Stockholm 1910.

36. H. Stille, Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschr. »Kali« 1911, 5. Jahrg.
37. H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. S. 225.
38. H. Stremme, Über eine präneocome Schichtenverschiebung im nördlichen Harzvorlande. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1909, Bd. 61, Monatsber. S. 308.
39. A. Tornquist, Die Tektonik des tieferen Untergrundes Norddeutschlands. Sitzungsber. d. pr. Ak. d. Wissensch., Math.-phys. Kl., 1911, S. 822 ff.
40. van Waterschoot van der Gracht, W. A. J. M., Jaarverslag d. Rijksopsporing van Delfstoffen over 1910. Amsterdam 1911.
41. W. Wunstorf, Der tiefere Untergrund im nördlichen Teile der niederrheinischen Bucht. Verhandl. d. Nat. V. v. Rheinl. u. Westf., Bd. 66, 1909, S. 343 ff.
42. W. Wunstorf und G. Fliegel, Die Geologie des niederrh. Tieflandes. Abhandl. d. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 67.

Inhalt:

1) Vorbemerkungen.
2) Zeitlichkeit der »vorcretacischen« Faltung in Mittel- und Nordwestdeutschland und Nachphasen dieser Faltung.
3) Beispiele kimmerischer Gebirgsbildungen.
   a) Kimmerische Gebirgsbildungen im Liegenden von Serpulit und unterer Kreide.
   b) Kimmerische Gebirgsbildungen im Liegenden des Cenomans.
4) Bedeutung der kimmerischen Gebirgsbildung für die Tektonik der deutschen Mittelgebirge.
   a) Die kimmerische Gebirgsbildung als Hauptphase der saxonischen Faltung.
   b) Kimmerische und intracretacische Faltung.
   c) Gebirgsbildungen im Liegenden tertiärer Schichten.

1. Vorbemerkungen.

Noch vor 10—12 Jahren galt als feststehend, daß während der mesozoischen Zeit tektonische Bewegungen im Boden Deutschlands nicht eingetreten seien, vielmehr die gesamte nachvariscische Gebirgsbildung sich in der Tertiärzeit, hauptsächlich im Jungtertiär, ereignet habe. Auch heute noch werden hier und da derartige Auffassungen in der Literatur geäußert. Dem sind zwei Erfahrungen gegenüberzustellen, zu denen die Forschungen des letzten Jahrzehntes geführt haben (33), nämlich:

1. Die postvariscische, — »saxonische«[1]), — Faltung ist im deutschen Boden in mehreren Phasen verlaufen, von denen mindestens zwei in die mesozoische Zeit fallen.

[1]) Es erschien zweckmäßig, für die mesozoisch-känozoische Faltung der deutschen Mittelgebirge eine einheitliche Bezeichnung einzuführen. Die Bezeichnung »hercynisch« erschien nicht ganz geeignet, denn erstens ist sie von L. v. Buch für eine bestimmte Richtung gegeben worden, würde also, wenn man ihren Sinn nicht erweitert, die rheinisch gerichteten und von den hercynischen zeitlich nicht zu trennenden Falten und Dislokationen nicht umfassen, und zweitens besteht eine gewisse Verwirrung insofern, als »hercynisch« in der französischen usw.

2. In den jüngeren tektonischen Phasen haben sich die Bewegungsbilder der älteren Phasen erneuert (Posthumität der tektonischen Vorgänge).

Daß eine ausschließlich tertiäre oder gar jungtertiäre Gebirgsbildung so allgemeine Anerkennung gefunden hatte, erklärt sich zum Teil aus der Übertragung der in den Alpen gewonnenen, neuerdings auch etwas einzuschränkenden[1]) Erfahrungen über das Jugendliche der dortigen Gebirgsbildungen auf die deutschen Verhältnisse, und gewiß ist es zunächst überraschend, »daß wenigstens in seinen Grundzügen das heutige tektonische Bild des mittel- und nordwestdeutschen Untergrundes gegeben war, als die Alpen ihre Hauptauffaltung erfuhren« (33, S. 276). Zweitens hat aber die unzureichende Erkenntnis des »posthumen« in den jüngeren tektonischen Vorgängen die Feststellung älterer Gebirgsbildungen zurückgehalten (33, S. 274). Es war nicht oder nicht ausreichend erkannt worden, daß die Verwerfungen und Falten in den Schichten cretacischen und tertiären Alters oft nur schwache Nachklänge älterer tektonischer Vorgänge sind (6, 7, 19, 27, 31—33).

Auf eine vorcretacische Gebirgsbildung am südlichen Teutoburger Walde hatte v. DECHEN[2]) schon im Jahre 1856 hingewiesen, d. h. fast

Literatur vielfach gleichbedeutend mit »variscisch-armorikanisch« gebraucht wird. Der Name »hercynisch-rheinisch« wäre etwas umständlich, würde außerdem erstens die immerhin doch stark zurücktretende »rheinische« Richtung als einigermaßen gleichberechtigt neben der stark vorherrschenden »hercynischen« erscheinen lassen und schließlich die streckenweise zur Geltung kommende südwest-nordöstliche Richtung, die Wiederholung der variscischen, nicht einschließen. Unter diesen Umständen erschien eine neue Bezeichnung wünschenswert, die keine spezielle Richtung ausdrücken, sondern nur die ganze jüngere Gebirgsbildung im Gegensatz zu der variscischen umfassen sollte, und ich habe in diesem Sinne unter »saxonischer Faltung« die gesamte, in mehreren Phasen verlaufene mesozoisch-känozoische Faltung im Bereiche der deutschen Mittelgebirge verstanden, mag sie nun »hercynisch« oder »rheinisch« oder »erzgebirgisch« oder sonstwie gerichtet sein (34).

Das Wort »saxonisch« hatte A. TORNQUIST (Die Feststellung des Südwestrandes des Baltisch-russischen Schildes usw., Schriften d. phys.-ökon. Ges. Königsb. 1908, Heft 1) schon vor mir in der Bezeichnung »saxonische Scholle« für denjenigen Teil Norddeutschlands, der zwischen dem Baltisch-russischen Schilde und den deutschen Mittelgebirgen liegt, gebraucht, also für einen geographischen Bezirk, in dem zwar erhebliche Faltungserscheinungen vorliegen. Die Bezeichnung »saxonische Scholle« hat TORNQUIST 1911 (Sitz-Ber. d. pr. Ak. d. Wissensch. Phys.-math. Kl. 1911, S. 826) durch »saxonisches Faltungsfeld« ersetzt, in dem zwar in der Hauptsache die Faltung hercynisch geht. TORNQUIST ist aber ebenso wie ich von der Notwendigkeit, das gesamte Phänomen der mesozoisch-känozoischen Gebirgsbildung unabhängig von der wechselnden Richtung mit einer gemeinsamen Bezeichnung zu umfassen, überzeugt, und so hat auch er, wie er mir brieflich mitteilte, die von mir gegebene Definition für »saxonisch« vollständig zu der seinen gemacht.

[1]) Vgl. u. a. O. WILCKENS, Über mesozoische Faltungen in den tertiären Kettengebirgen Europas. Geol. Rundschau, Bd. II, S. 251 ff.

[2]) v. DECHEN, Der Teutoburger Wald. Ver. d. Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Jahrg. 13, 1856, S. 398.

50 Jahre früher, als am Teutoburger Walde einmal wieder davon die Rede war. Aber seine Angaben haben gegenüber der scheinbaren Wucht der Tatsachen, die aus anderen Teilen Mittel- und Norddeutschlands für eine ausschließlich tertiäre Gebirgsbildung beigebracht wurden, keine rechte Beachtung gefunden und sind schließlich in der Literatur über die Tektonik Deutschlands ganz in Vergessenheit geraten[1]).

Die Bezeichnung »kimmerische« Faltung ist der Krim entlehnt (34). Die Halbinsel Krim und die Dobrudscha werden durch das »kimmerische Gebirge« Mrazecs durchzogen, »den Rest eines Faltenzuges von mesozoischem Alter, welcher Krim und Dobrudscha bildet, dem die Donaumündungen angehören, und dessen Spuren unter dem vortretenden karpathischen Bogen verschwinden« (Suess, Antlitz der Erde, Bd. III, II. Teil, S. 729). Die Gebirgsbildung ist dort vorcretacisch, und zwar in zwei Phasen, einer älteren zwischen Trias und Lias und einer jüngeren zwischen Jura und Neocom, verlaufen.

Die Anwendung der Bezeichnung »kimmerisch« auf die vorcretacische Faltung des deutschen Bodens bringt die Gleichzeitigkeit der letzteren mit der vorcretacischen Faltung Südosteuropas, oder wenigstens mit der jüngeren Phase derselben, zum Ausdruck.

Das Verständnis der tektonischen Vorgänge im deutschen Boden setzt eine möglichst scharfe Unterscheidung der »orogenetischen« und »epirogenetischen« Vorgänge (35—37) voraus.

Die epirogenetischen Vorgänge schaffen, mehr oder weniger kontinuierlich fortgehend, sinkende Räume (Geosynklinalen, Sedimentationsbecken) zwischen aufsteigenden Bezirken (Festlandsschwellen, »Rahmen«). Der Boden der Sedimentationsräume (Geosynklinalen) befindet sich in den epirogenetischen Zeiten im großen und ganzen in Abwärtsbewegung, gemessen am Spiegel des jeweiligen Ozeans.

---

[1]) Dazu entstammen v. Dechens Angaben einer Zeit, in der eine im heutigen Sinne kritische Betrachtung des Alters tektonischer Vorgänge nicht durchgeführt wurde und das tektonische Nebeneinander der Schichten häufig genug als An- oder Überlagerung gedeutet wurde. Z. B. spricht v. Dechen in demselben Absatze, in dem er die aus der Überlagerung älterer Schichten durch die Kreide gezogenen Schlüsse mitteilt, auch vom Übergreifen des Lias auf Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper; und so ist es vielleicht zu verstehen, daß auch die Schlüsse, die aus der behaupteten Überlagerung älterer Schichten durch die Kreide gezogen wurden, nicht sonderlich bewertet worden sind. Daß schon D. Brauns (Unterer Jura, p. 162) wie Th. Brandes (Neues Jahrb. Beil.-B. XXXIII, S. 455) meint, tektonische Vorgänge an der Wende der Jura-Kreidezeit erkannt hat, ist kaum zutreffend, jedenfalls nicht im mindesten klar ausgesprochen. Brauns spricht nur von »Wegschwemmungen« die am Ende der Juraperiode nachweisbar sind, und von einer Hebung weiterer Landstriche über das Meeresniveau zur Zeit der Wealdenbildungen, die bis ins Neocom anhält. Die Feststellung einer Festlandsperiode ist aber noch lange nicht die Feststellung von der Festlandsperiode vorangegangenen tektonischen Ereignissen, denn oft genug sind im Wechsel der Formationen Festländer entstanden, ohne daß eigentliche tektonische Phasen vorangingen (vgl. weiter unten).

Eine Ausnahme bilden die in manchen Geosynklinalen beobachteten »Mittelschwellen«, die eine ursprünglich einheitliche Geosynklinale in zwei Spezialsynklinalen zerlegen.

Die orogenetischen Vorgänge (Faltungen, Schollenverschiebungen an Verwerfungen) sind zeitlich eng umgrenzt (episodisch). Sie führen zu Aufwärtsbewegungen (Auffaltungen) des Bodens in den Geosynklinalen oder in weiten Teilen derselben, gemessen am Spiegel des jeweiligen Ozeans. Die »Rahmen« werden von den Faltungen weit weniger betroffen, wenn sie gewiß auch nicht ganz unberührt bleiben (34).

Die epirogenetischen Erscheinungen hält Verfasser für das Ergebnis eines mehr oder weniger kontinuierlichen, aber schwächeren tangentialen Druckes im Boden, die orogenetischen für das Ergebnis einer episodischen Steigerung dieses Druckes (35).

In vielen Fällen vermögen die episodischen orogenetischen Vorgänge nicht den Betrag der vorangegangenen epirogenetischen Absenkungen zu kompensieren, und so erscheinen die Sedimentationsräume oft genug auch noch nach den Faltungen als »gesunkene Räume«.

Die zwischen den »Rahmen« liegenden Bezirke sind also zunächst mehr oder weniger flache Mulden großer Spannweite; vielfach sind sie heute aber von Verwerfungen umgrenzt und erscheinen als tektonische Senkungsfelder. Diesen Charakter gewinnen sie in den orogenetischen Phasen; in diesen entstehende große Rißlinien des Bodens sind oft in alten Küstenlinien oder in Faciesgrenzen vorgezeichnet. Außer auf die grundlegenden Arbeiten E. Haugs sei, um Beispiele aus dem deutschen Boden zu geben, verwiesen auf den Südwestrand des baltisch-russischen Schildes (39), auf den Nordrand der Rheinischen Masse (34), auf den Ostrand der Rheinischen Masse, der als Küstenlinie schon in der Zechsteinzeit erscheint[1]), und auf den Westrand der Böhmischen Masse.

2. Zeitlichkeit der „vorcretacischen“ Faltung in Mittel- und Nordwestdeutschland und Nachphasen dieser Faltung.

Eine genaue Bestimmung des Zeitpunktes der kimmerischen Faltung ist im Teutoburger Walde möglich gewesen. Am südlichen Teutoburger Walde, am Eggegebirge, wo die vorcretacische Faltung ganz besondere Intensität zeigt, ist zwar nur festzustellen, daß sie nach Ablagerung des oberen Lias und vor Ablagerung des Hauterivien erfolgte (27, 31). Befriedigender ist das Ergebnis schon in der Gegend von Horn in Lippe, wo Brauner und Weißer Jura bis Kimmeridge einschließlich an der vorcretacischen Gebirgsbildung teilgenommen haben. Sodann sind aber

[1]) Vgl. die von F. Beyschlag in Anlage I zu »Deutschlands Kalibergbau« gegebene Umrandung des deutschen Zechsteinbeckens. Mit besonderem Nachdrucke hat neuerdings Hermann L. F. Meyer (Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1910, Teil I, S. 383 ff.) auf das annähernde Zusammenfallen des Randes des deutschen Zechsteinmeeres mit dem Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges hingewiesen.

am nördlichen Teutoburger Walde in den bald auf Braunem Jura, bald auf älteren Schichten des Weißen Jura übergreifend liegenden Serpulit der Gegend von Bielefeld feine und grobe Gerölle älterer Schichten, in großer Menge solche des Muschelkalks, nachgewiesen worden (28, 29), die unter der ganzen Sachlage nur von Süden, d. h. aus dem Gebiete der vorcretacischen Eggefaltung, zugeführt sein können. Daraus ergibt sich die genauere Zeitbestimmung dahin, daß die Heraushebung der alten Eggeketten im jüngsten Weißen Jura, u. zw. nach Ablagerung des Kimmeridge und vor, eventuell auch noch mit Ablagerung des Serpulits, erfolgt sein muß.

Flache Aufwölbungen des Untergrundes, die hinsichtlich des nachweisbaren Ausmaßes so unbedeutend sind, daß man wohl richtiger von Nachklängen der kimmerischen Faltung (37) nach deren Hauptphase, als von eigentlichen neuen Faltungsphasen spricht, sind südlich und südöstlich von Osnabrück zwischen Serpulit und Wealden (15) und zwischen Wealden und Neocom (8, 15) erkannt worden. Auf letztere Nachphase ist auch in der näheren Umgebung der Stadt Hannover am Benther Sattel zu schließen. Immerhin sind auch diese Nachphasen episodische, der kimmerischen Hauptphase bald folgende Unterbrechungen der inzwischen wieder stattgehabten epirogenetischen Vorgänge.

Die postkimmerische Serie, die das kimmerisch gefaltete und wieder eingeebnete ältere Mesozoicum, stellenweise auch das Paläozoicum, bedeckt, beginnt bald mit Serpulit, bald mit Wealden, bald mit Neocom, und zwar namentlich Hauterivien, selten auch mit Albien. Über die Sedimente der Unteren Kreide greift dann ziemlich weit die cenomane Transgression hinaus und leitet dabei die Serie der postkimmerischen Sedimente ein.

Die kimmerische Faltung ist die älteste orogenetische Phase der saxonischen Gebirgsbildung, wenigstens in Mitteldeutschland und im hannoverschen Berglande. Die innere Konkordanz der Schichten vom Zechstein bis zum Weißen Jura beweist, daß während ihrer Ablagerungszeit irgendwie nennenswerte tektonische Ereignisse nicht eingetreten sind. Das Sedimentationsgebiet der postvariscischen Schichten hat sich nach der Zechsteinzeit zunächst erheblich erweitert, später wieder verengt, aber die Vorgänge, die beides bewirkt haben, sind nicht eigentlich tektonischer, sondern epirogenetischer Art, und an keiner Stelle ist bisher eine Verwerfung oder eine Faltung der Trias-, Lias- oder Doggerzeit nachweisbar gewesen. Die gegenteiligen Behauptungen Lachmanns[1]) sind unhaltbar (36, S. 12 ff.). Auch die neuerdings von Wunstorf und Fliegel (42, S. 169) vermuteten triadischen »Schollenbewegungen« und »grabenartigen Einsenkungen«, die das Vordringen des Mittleren Buntsandsteins in die Niederrheinische Bucht eingeleitet

[1]) R. Lachmann, Der Salzauftrieb. Zeitschrift Kali 1911.

haben sollen, sind nicht bewiesen und schon unwahrscheinlich deswegen, weil sie allen Erfahrungen in den übrigen Teilen des deutschen Bodens über die Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge widersprechen würden. Überhaupt ist für das Wunstorf-Fliegelsche »Hauptgesetz« der tektonischen Vergangenheit des Niederrheinischen Tieflandes (42, S. 172), daß nämlich die nachdyadischen Schollenverschiebungen vielleicht in keiner geologischen Periode ganz zur Ruhe gekommen sind, ein irgendwie ausreichendes Beweismaterial nicht beigebracht, denn unmöglich darf man allein aus dem Hinausgreifen des oberoligocänen Meeres über den Septarienton nach Süden, aus dem Rückzuge des Meeres am Ende der Oligocänzeit, aus der Fortsetzung dieses Vorganges im Untermiocän usw. usw. (l. c. S. 171), d. h. aus jeder positiven oder negativen Bewegung der Wasserhülle oder gar schon aus dem Fortgange einer solchen Bewegung, auf »Schollenverschiebungen« schließen. Meines Erachtens ergibt sich im Niederrheingebiete bei der erforderlichen scharfen Unterscheidung »epirogenetischer« und »orogenetischer« Vorgänge kein Beweis dafür, daß dort die Verhältnisse hinsichtlich der Zeitlichkeit der tektonischen Ereignisse, höchstens abgesehen von einem gleich zu besprechenden Ausnahmefalle, viel anders lägen, wie in Mitteldeutschland und Niedersachsen.

Einer besonderen Diskussion bedarf noch die Zeit zwischen Trias und Lias, denn in ihr hat in anderen Teilen Europas (Krim, Dobrudscha) die bei uns auf die jüngste Jurazeit und in geringen Nachwirkungen auf den Anfang der Kreidezeit begrenzte »kimmerische« Gebirgsbildung einen sehr erheblichen Vorläufer gehabt, der vielleicht auch im holländisch-westfälischen Grenzgebiete angedeutet ist. Unverkennbar ist, daß auch in Mitteldeutschland die Zeit zwischen Trias und Lias einen wichtigen Wendepunkt in der geologischen Vergangenheit insofern bedeutet, als gerade damals die Ausbildung einer von der Böhmischen zur Rheinischen Masse verlaufenden Landschwelle erhebliche Fortschritte machte, durch die im Fortgange der Jurazeit die Trennung eines nördlichen von einem südlichen Sedimentationsbecken (34) erreicht wurde (vgl. u. a. auch Th. Brandes l. c.).

Bezirke, die durch lange Zeiten sinkende Teile einer Geosynklinale waren, können ihre Eigenschaft als sinkende Gebiete verlieren und sogar zu »Geantiklinalen« werden, wie an den medianen Schwellen mancher Geosynklinalen, die eine ursprünglich einheitliche Geosynklinale in deren zwei zerlegen, beobachtet worden ist. Vielleicht ist auch die im deutschen Boden an der Wende von Trias und Jura eintretende Zerteilung des ursprünglich einheitlichen Sedimentationsbeckens in deren zwei dem Entstehen einer Mittelschwelle in anderen Geosynklinalen vergleichbar. Jedenfalls ist bisher in keinem Falle zu erweisen, daß die Verdrängung des Liasmeeres aus Hessen usw. und die von Th. Brandes (l. c.) nachgewiesenen Schwankungen des Südrandes des Liasmeeres in Südhannover usw. mit irgendwelchen typischen »orogenetischen« Er-

scheinungen, z. B. mit Verwerfungen oder Falten kleinerer Amplitude, zusammengehangen hätten. Die lokal entstehenden Schwellen sind im Sedimentationsbezirke des Lias so flach, daß niemals Schichten aus dem Liegenden des Lias zerstört werden konnten, während einer irgendwie beträchtlichen Heraushebung einzelner Teile des Untergrundes doch Denudationen solchen Umfanges gefolgt sein müßten, daß auch ältere Schichten zerstört wurden und eine nachfolgende positive Oszillation des Liasmeeres Schichten etwas höheren Alters, z. B. Keuper, überdeckt hätte.

Ist somit eine eigentliche Gebirgsbildung in Mitteldeutschland in der Zeit, in der die ältere kimmerische Gebirgsbildung Südeuropas erfolgte, auch nicht nachweisbar, so bleibt immerhin die Tatsache auffällig, daß gerade damals die epirogenetischen Vorgänge in Mitteldeutschland eine Zweiteilung des ursprünglich einheitlichen Sedimentationsbeckens einleiteten; eine geringe Steigerung der tangentialen Spannung im Boden mag damals eingetreten sein, aber sie reichte nicht aus zu der Entstehung eigentlicher orogenetischer Gebilde. Im Gegensatz hierzu sind vielleicht im holländisch-westfälischen Grenzgebiete in der Transgression des Lias über älteren mesozoischen Schichten Andeutungen vorliasischer Aufwölbungen gegeben, auf die neuerdings VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT hinwies (40); weiter südlich wurde in der Bohrung Eschenhoff bei Xanten Lias über Buntsandstein festgestellt (40, S. 59). Sollten nun mit der Zeit im äußersten Nordwesten Deutschlands vorliassische tektonische Vorgänge von erheblicherer Bedeutung nachweisbar sein, so würde man, um Unklarheiten zu vermeiden, die Hauptphase der vorcretacischen Gebirgsbildung, die spätjurassische, als die »jungkimmerische«, die vorliassische aber als die »altkimmerische« Phase zu bezeichnen haben.

3. Beispiele kimmerischer Gebirgsbildungen.

Die Antwort auf die Frage, welche tektonische Ausgestaltung der Boden Deutschlands auf dem Wege zu dem heute sich darbietenden Bilde schon vor Ablagerung der Kreide erreicht hatte, entnehmen wir:

1. den Altersverhältnissen der unter der transgredierenden Kreide liegenden Schichten.

Es liegt auf der Hand, daß die kimmerische Faltung um so intensiver gewesen ist, je mächtigere Schichtenserien durch sie der Denudation zugeführt worden sind, und — das gilt wenigstens für die Bezirke des alten Sedimentationsbeckens — je älter damit die Gebilde sind, die wir heute unter der postkimmerischen Decke finden. Man darf dabei aber nicht übersehen, daß die Heraushebung des Untergrundes im allgemeinen ihr höchstes Ausmaß in den nur schmalen Zonen der Sattelkerne gehabt hat, und nur hier ein zuverlässiges Bild von der Stärke

der kimmerischen Faltung zu erhalten ist, und in diesem Sinne muß man sich hüten, aus der Unterlagerung der Kreide auf den Flügeln der Sättel durch relativ junge Schichten, z. B. durch Dogger oder Lias, auf ein geringes Ausmaß der Heraushebung des ganzen Sattels schließen zu wollen. Leider ist aber gerade in den Kernen der Sättel die postkimmerische Decke bei posthumer Erneuerung des Faltungsvorganges im besonderen Maße der Denudation zugänglich gemacht und infolgedessen beseitigt worden, so daß in solchen Fällen die Feststellung der wahren Intensität der vorcretacischen Faltung auf erhebliche Schwierigkeit stößt.

2. aus den Geröllen älterer Schichten, die in der postkimmerischen Schichtenserie, im allgemeinen an deren Basis, eingebettet liegen.

3. aus gewissen faciellen Verhältnissen innerhalb der postkimmerischen Schichten.

a) Nachweis kimmerischer Gebirgsbildungen im Liegenden von Serpulit und Unterer Kreide.

Randgebiet der Rheinischen Masse. Die Rheinische Masse ist ein altes, schon bald nach der variscischen Faltung erkennbares Hochgebiet, über das allerdings in späterer Zeit ausgedehntere oder kleinere Transgressionen mehrfach dahingegangen sind. Schon in der Zechsteinzeit ist der Ostrand der Rheinischen Masse in Hessen und ihr Nordrand in Rheinland und Westfalen in gewisser Übereinstimmung mit ihren heutigen Rändern erkennbar, und im oberen Teile des Mittleren Buntsandsteins glaubt O. Grupe[1]) »eine küstennahe Facies am Ostrande einer alten Rheinischen Masse erkannt zu haben«. In der Jurazeit erscheint die Rheinische Masse als »Ardenneninsel« Neumayrs[2]); Brandes[3]) glaubt, Andeutungen derselben im Lias der Egge gefunden zu haben, und besonders deutlich spricht sich die Nähe des alten Hochgebietes in den neuerdings von Burre (3), Lohmann[4]), Spulski[5]) und Verfasser[6]) geschilderten faciellen Verhältnissen des Weißen Jura am Osning und Wiehengebirge aus.

[1]) O. Grupe, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. 4. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. S. 1 ff., spez. S. 33.

[2]) M. Neumayr, Die geographische Verbreitung der Juraformation. Zeitschrift K. Akad. Wien, 1885, p. 78 ff. — J. F. Pompeckj, Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- u. Süddeutschlands. 1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. f. 1908, S. 10.

[3]) Th. Brandes, Zur Frage der Ardenneninsel. 4. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1911, S. 147.

[4]) W. Lohmann, Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter. 1. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1908, S. 39. — Die Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges. 3. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1910, S. 41.

[5]) B. Spulski, Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. 2. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1909, S. 1 ff., spez. S. 27.

[6]) H. Stille, Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. 3. Jahresb. d. Nieders. geol. Ver. f. 1910, S. 226 ff.

Die Rheinische Masse, ursprünglich eine in säkularen Bewegungen aufgewölbte Festlandsschwelle, ist heute weithin von Bruchlinien umsäumt und erscheint als »Horst« gegenüber ihrem östlichen und nördlichen Vorlande. Der östliche Abbruch erfolgt südlich und nördlich der Diemel in mehreren breiten Staffeln; erst östlich und nordöstlich der Staffeln setzt in den »gesunkenen« Bezirken die Faltung ein, und mehrere »Ketten« umgürten dort die Nordostecke des Hochgebietes (31, 32). Die westfälische Kreide überdeckt, ohne selbst gestört zu sein, entlang ihrem südöstlichen Rande den nördlichen Teil der Rheinischen Masse, deren östliche Randstaffeln und die südlichen Ketten des Egge-Osningbogens, und es wird erkennbar, daß die Randbrüche der Rheinischen Masse und die sie umgürtenden Faltenzüge vorcretacischen Alters sind (31).

Der Versuch von Th. Lorenz (13), die diskordant über gefalteten und verworfenen älteren Schichten liegende Kreide des Eggegebirges als Schubdecke zu deuten und damit die vorcretacische Gebirgsbildung auszuschalten, mißlang gänzlich (33, S. 270—272; 19, S. 380).

Die Abtragungsprodukte der alten Eggeketten wurden nach Norden verfrachtet und finden sich heute in Resten im Serpulitkonglomerate des Osning (28, 29), der in jüngerer Zeit als Randkette des Egge-Osning-Bogens den alten Eggeketten in deren bis dahin nicht oder kaum gefalteten Vorlande angegliedert wurde (31, 32).

An der Egge verschwinden die alten Eggeketten und die in ihnen aufsetzenden Verwerfungen (27, 29, 31) nach Westen unter der westfälischen Kreide, deren flache und fast ungestörte Lagerung an der südlichen und mittleren Egge anzeigt, daß wenigstens hier nennenswerte posthume Erneuerungen der Gebirgsbildung nach der kimmerischen Faltung nicht mehr eingetreten sind, sondern die heute erkennbaren bedeutsamen tektonischen Effekte in der Hauptsache schon durch die kimmerische Faltung erzielt worden waren (31).

Demgegenüber war weiter nördlich (Osning) im Vorlande der alten Ketten die präcretacische Heraushebung des Untergrundes nur eine unbedeutende, wie sich aus den nur geringen Denudationslücken im Liegenden der Kreide bzw. des Serpulits ergibt (32).

Die Fortsetzung der präcretacischen Eggeketten ist unter der Kreide Westfalens zu erwarten, und zwar südlich vom Osning und nördlich einer in der Fortsetzung des an der Egge nachweisbaren »Borlinghäuser Abbruches« (29, 31) liegenden Verwerfungszone, auf die aus Tiefbohrungen und Tagesaufschlüssen im südöstlichen Teile der westfälischen Kreidemulde und am Osning zu schließen ist (29). Von neuem erkennbar wird die vorcretacische Faltung am Westrande der westfälischen Kreidemulde im holländisch-westfälischen Grenzgebiete, wo Bärtling (2) die Lagerung der Kreide über präcretacisch aufgerichteten und gestörten Schichten der Trias und des Lias feststellte. van Waterschoot van der Gracht (40) weist auf die Fortsetzung der

Egge-Osning-Ketten durch Holland (Winterswijk usw.) zu den Cleveland-Hills in Südengland hin und vermutet in diesem Sinne entlang der »Cleveland-Teutoburgerwald-Linie« ein einheitliches System von Ketten, das in Westfalen und Holland dem Nordrande der Rheinischen Masse, in England dem Nordrande des Massivs von Norfolk und Yorkshire vorgelagert ist; er findet auch in Holland und England Andeutungen des am Egge-Osning-Bogen in Westfalen festgestellten Wanderns der Faltung (32) insofern, als die südlichen Ketten jeweils mesozoischen Alters, die nördlichen jünger sind.

Am Niederrhein rechnen auch WUNSTORF und FLIEGEL (42) mit einer jungjurassischen Gebirgsbildung, wenn auch die Bedeutung derselben wegen der Lückenhaftigkeit der Schichtfolgen und wegen des Fehlens Unterer Kreide nicht genauer bestimmbar ist[1]).

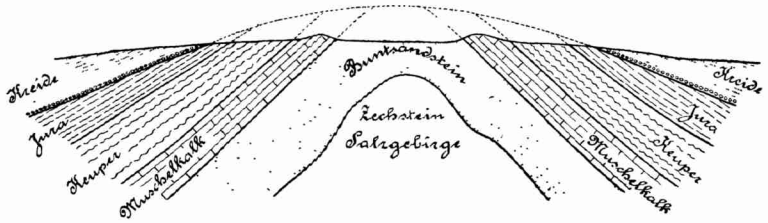
Hannoversches und subhercynisches Bergland. Auf präcretacische tektonische Vorgänge in der Gronauer Kreidemulde und der Hilsmulde haben v. KOENEN (10) und O. GRUPE (7) hingewiesen, während E. SCHOLZ (20) jungjurassische Verwerfungen am Süntel bei Hameln erkannt zu haben glaubt. Sodann sind am Südostende des Deisters in der jüngeren Weißjurazeit Aufwölbungen älterer Weißjuraschichten (30) erfolgt.

Nordwestlich von Hannover transgrediert am Stemmer Berge die Wealdenformation über Braunem Jura, der hier den Kern eines hercynisch gerichteten, nach Südost einsinkenden, nach Nordwest sich heraushebenden Sattels bildet. Wiederholungen der Gebirgsbildung kommen am Stemmer Berge z. B. in der Aufrichtung der Wealdenschichten zum Ausdruck, immerhin stand schon im Kerne des kimmerischen Sattels dieselbe Formation (Brauner Jura), die auch nach den posthumen Erneuerungen der Faltung den Kern des Sattels noch bildet (40, S. 263).

Am Benther Sattel südwestlich von Hannover, am Wehmingen-Lehrter Sattel östlich von Hannover, am Asse-Sattel südlich von Braunschweig (10) u. a. a. O. tritt Kreide auf den Flügeln der Sättel in Überdeckung jurassischer Schichten verschiedenen Alters, gelegentlich auch von Keuper, auf, und erweisbar ist damit zunächst nur, daß auf den Flügeln der Sättel die Schichten bis zu bestimmten Horizonten des Dogger, Lias oder Keuper durch eine hier nicht sehr bedeutende vorcretacische Heraushebung der Denudation zugänglich gemacht worden sind. Sehen wir ab von allen speziellen Komplikationen, so erhalten wir das in umstehender Figur dargestellte Schema des Aufbaues der-

[1]) WUNSTORF und FLIEGEL (4I, 42) wenden sich dagegen, daß ich (33, S. 280) das Gebiet der Niederrheinischen Bucht zur vorcretacischen »Rheinischen Masse« gezogen hätte, indem ich deren Nordrand in die Linie Wesel–Helmond (Holland) verlegte. Ich habe aber nachdrücklich die Möglichkeit offen gelassen, daß gerade die Niederrheinische Bucht in ihren Anfängen bereits vorcretacischen Alters. d. h. eben nicht ein Teil der vorcretacischen »Rheinischen Masse« war.

artiger Sättel. Gewiß beweist die Überdeckung jurassischer Schichten durch Kreide, wenigstens für diejenigen Stellen, wo diese Überdeckung beobachtet wurde, keine sonderlich beträchtliche vorcretacische Heraushebung des Untergrundes, aber auf den Flügeln dieser Sättel ist auch heute noch die Heraushebung des Untergrundes relativ gering.



Schematische Darstellung der vorcretacischen und jüngeren Faltung eines nordwestdeutschen Sattels vom Typus der Asse.

Wird die Unterkante der Kreide wieder horizontal gestellt und damit die jüngere Faltung ausgeglichen, so erhalten wir das Bild des vorcretacischen Sattels nach erfolgter Einebnung durch das Kreidemeer.

Auf den Flügeln des Sattels transgrediert die Kreide zwar über Juraschichten, aber im Sattelkern, wo sie nach posthumer Aufwölbung beseitigt worden ist, hat sie weit ältere Schichten überdeckt. Das beweisen die Gerölle älterer Schichten in dem Basalkonglomerate der Kreide, die nur dem Bezirke eines Sattelkernes entstammen können.

Indem wir nun (vgl. obenstehende Figur) die Kreide der Sattelflügel durch einen »Luftsattel« verbinden und bis zu diesem die Grenze der vorcretacischen Schichten verlängern, gewinnen wir ein Bild des Sattels aus der Zeit, ehe die Denudation den Sattelkern eingeebnet hatte. Daß aber unsere Konstruktion im Prinzip zutreffend ist, d. h. daß der Zerstörung durch das Kreidemeer, das auf den Sattelflügeln zwar über relativ jungen Schichten transgredierte, im Sattelkern weit ältere Schichten zugänglich waren, beweisen für die Asse die von HOEHNE (10) erwähnten Muschelkalkgerölle im Neocom des nördlichen Flügels der Asse. Die Muschelkalkformation lag also bei Ablagerung des Neocoms zutage und schon bis zur Heraushebung dieser war die Faltung gediehen, während zwar auf den Flügeln die Sedimentation der Kreide vorherrschend über Juraschichten erfolgte. Heute steht weithin Buntsandstein im Kerne des Assesattels, und daß mit der vorcretacischen Faltung schon Muschelkalk in das Niveau der benachbarten Juraschichten gelangt war, zeigt uns, daß der Hauptteil des heutigen Effektes der Assefaltung schon am Ende der Jurazeit erreicht war[1]).

[1]) Eine gewisse Möglichkeit besteht schließlich, daß die erwähnten Muschelkalkgerölle nicht dem Kerne des Assesattels, sondern dem Kerne des weiter nördlich liegenden Elmsattels entstammen. Selbstverständlich würde das prinzipiell an der Bewertung der Gerölle für die Frage der Intensität der kimmerischen Faltung jener Bezirke nichts ändern, sondern es würde der für die Asse geführte Beweis für den benachbarten Elmsattel Gültigkeit haben.

Die Verhältnisse am Assesattel warnen nachdrücklich davor, aus der Unterlagerung der Kreide durch jurassische Schichten auf den Flügeln eines Sattels auf eine unbedeutende kimmerische Heraushebung des ganzen Sattels zu schließen.

Im Salzgitterschen Höhenzuge liegen weithin die Verhältnisse insofern ähnlich, wie an den erwähnten Sätteln, als Kreide auf den Flügeln verschiedene Schichten der Juraformation oder des Keupers überdeckt. Stellenweise erscheinen unter der Kreide aber auch ältere Schichten, und z. B. auf der Grube »Fortuna« wechselt das Liegende durch alle Schichten hindurch vom Buntsandstein bis zum Unteren Dogger[1]); hier ist ohne weiteres das erhebliche Ausmaß kimmerischer tektonischer Vorgänge ersichtlich. Rollstücke von Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias und Dogger im Neocom (Denckmann, l. c. S. 28; Schröder, 23, S. 104) geben einen weiteren Beweis dafür, daß die verschiedensten mesozoischen Schichten schon bei Ablagerung des Neocoms der Denudation zugänglich geworden waren. Das alles sind wichtige Beweise dafür, daß auch am Salzgitterschen Höhenzuge der Hauptteil der Faltung vor Ablagerung der Kreide erzielt worden ist, und demgegenüber ist die weithin auf den Flügeln des Salzgitterer Sattels zu beobachtende Unterlagerung der Kreide durch jüngere Schichten, z. B. durch Lias, bedeutungslos. Mit großem Interesse ist dem demnächstigen Erscheinen des von H. Schröder aufgenommenen Blattes Salzgitter der geologischen Spezialkarte von Preußen entgegenzusehen, das gewiß sehr wertvolle Beiträge zur Frage der kimmerischen Gebirgsbildung bringen wird. Schon vor einigen Jahren hat H. Schröder im Harzvorlande auf vorcretacische tektonische Bewegungen hingewiesen, denen die Abrasion der Schichtenköpfe von Jura und Trias folgte (23, S. 161). H. Schröder schreibt zwar, daß »im Anschluß an die Aussüßung des Jurameeres und die Festlandsbildung des Wealdens« die tektonischen Bewegungen stattfanden. Aber am Harze fehlen Serpulit und Wealden, und deshalb ist dort der in Westfalen u. a. a. O. zu erbringende Nachweis, daß die vorcretacischen tektonischen Bewegungen nicht im Anschluß an die Ablagerung des Wealden, sondern schon vor dem Wealden eingetreten sind, nicht zu führen.

Am Westflügel des in die Innerstemulde (nordwestliches Harzvorland) vorspringenden Triassattels von Lutter a. Bbge. liegt nach A. Bode[2]) die Untere Kreide transgredierend über Wellenkalk. Die präcretacische Heraushebung war hier schon auf den Flügeln des Sattels so erheblich, daß durch sie die weiter östlich und westlich noch

---

[1]) Denckmann, Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten nördlich Goslar. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. VIII, Heft 2, Berlin 1887.

[2]) Bode, Die Höhenzüge zwischen Lutter a. Bbge. und Lichtenberg in Braunschweig. Inaug.-Diss. Göttingen 1901, S. 21.

vorhandenen Keuper- und Juraschichten der Denudation zugeführt worden sind.

Am Quedlinburger Sattel hat STREMME (38) aus der Unterlagerung des Neocoms durch Mittleren Keuper und Mittleren Lias auf eine vorneocome Gebirgsbildung geschlossen.

Entlang dem Nordrande der Weserkette und des Wiehengebirges liegen Weißer Jura, Wealden und Neocom lückenlos und konkordant übereinander, und hier kann natürlich von vorcretacischen Gebirgsbildungen nicht gesprochen werden; aber hier haben auch die jüngeren Phasen der saxonischen Faltung nur recht geringe Wirkungen gehabt.

Hannoversches Tiefland. Im Hannoverschen Tieflande ist zwar weithin Untere Kreide vorhanden, doch wissen wir über ihr Liegendes selten etwas, und wo in der Nähe der tektonischen Hebungslinie des Bodens ältere Schichten unter ihr erbohrt sind, ist die Möglichkeit gegeben, daß Verwerfungen zwischen der Kreide und den liegenden Schichten aufsetzen. Bei Helgoland (37, S. 264) ist auf eine vorcretacische Heraushebung und nachfolgende teilweise Zerstörung älterer Schichten aus der Unterlagerung der Unteren Kreide durch Keuper zu schließen. Dahingestellt muß wieder bleiben, welche Schichten in der heute von Buntsandstein gebildeten Kernzone des Helgoländer Aufbruches einst die Unterlage der Kreide gebildet und welches Ausmaß hier die vorcretacischen tektonischen Bewegungen gehabt haben.

b) Nachweis kimmerischer Gebirgsbildungen im Liegenden des Cenomans.

Zwar ist der Ablagerung des Cenomans eine kurze negative Meeresphase vorangegangen, bei der wenigstens stellenweise Sedimente des Gaults zerstört worden sind[1]); aber nur geringmächtig sind nach allem Ermessen die beseitigten Schichtfolgen gewesen, und hätte ein orogenetischer Vorgang, wie immerhin möglich, sie der Denudation zugänglich gemacht, so kann er doch nur von sehr geringer Intensität gewesen sein. Jedenfalls ist man auf Grund aller heutigen Erfahrungen berechtigt, erheblichere Lagerungsstörungen mesozoischer Schichten im Liegenden des Cenomans auf die vorcretacische Gebirgsbildung zurückzuführen. In diesem Sinne verlegte auch PHILIPPI (19, S. 382) die Entstehung der »vorcenomanen« Störungen der mesozoischen Schich-

[1]) Eine Beseitigung von Gaultschichten am Anfange der Cenomanzeit ist z. B. bei Lüneburg eingetreten, wo abgerollte Exemplare des Belemnites minimus (ob. Albien) im Basalkonglomerate der Tourtia liegen (vgl. u. a. C. GAGEL, Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, 1. Teil, S. 165 ff. Die Literatur über den vielumstrittenen Gault von Lüneburg ist zusammengestellt in 37, S. 231, Anmerkung), und ferner im westlichen Teile der westfälischen Kreidemulde, wie P. KRUSCH (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. f. 1909, Bd. 61, S. 255), teilweise gestützt auf Angaben BÄRTLINGS (2), hervorhebt. Auch der Transgression des Cenomans über älterem Albien und Neocomsandstein an der südlichen Egge (26, 29) dürfte eine geringe Denudation von Schichten der Unteren Kreide vorausgegangen sein.

ten des Ohmgebirges südlich vom Harze in die Zeit der kimmerischen Faltung, und für die »vorcenomanen«, in das System der Randbrüche der Rheinischen Masse gehörigen Störungen zwischen Egge und Diemel ist das jungjurassische Alter schon in Hinblick auf die Brüche des gleichen Systems, die etwas weiter nordöstlich unter der dort sich einstellenden Unteren Kreide verschwinden, anzunehmen.

Bei Lüneburg liegt das Cenoman über bunten Keuperletten, bei Heide im südlichen Holstein über roten Letten und Mergeln, die — anscheinend mit Recht — der Zechsteinformation zugerechnet werden[1]), und in beiden Fällen haben die rotgefärbten Schichten ein gut Teil des Materials für die transgredierende Kreide geliefert. In bezug auf Lüneburg hat schon G. MÜLLER (17) gemeint, »daß eine Schichtenstörung vor Ablagerung der Oberen Kreide und nach der Sedimentierung des Gipskeupers erfolgt sein muß«, und es liegt nun nahe, diese, wie auch die »vorcenomanen« Aufwölbungen bei Heide, der kimmerischen Phase der saxonischen Gebirgsbildung zuzuweisen (37, S. 264—265). Besteht die Einreihung der roten Mergel von Heide in die Zechsteinformation zu Recht, so tritt uns hier sogar eine kimmerische Heraushebung des Untergrundes von ganz ungewöhnlicher Intensität entgegen, und was die Intensität der kimmerischen Gebirgsbildung am Lüneburger Zechstein-Trias-Pfeiler anlangt, so ist nur zu sagen, daß sie abseits vom Kerne des Aufpressungspfeilers zur Heraushebung des Keupers geführt hat, während sie im Zentrum desselben, wo heute Zechstein zutage tritt, infolge Fehlens der Kreide nicht mehr feststellbar ist.

In und an der Böhmischen Masse und in den Sudeten fehlt bekanntlich die Untere Kreide, und damit ist hier eine exakte Bestimmung des vorcretacischen Alters von Falten und Verwerfungen nicht möglich, vielmehr kann man auch hier zunächst nur von vorcenomanen tektonischen Vorgängen sprechen. Solche sind in neuerer Zeit von POMPECKJ (20) und HERMANN (9) in Bestätigung älterer Angaben GÜMBELS[2]) südwestlich der Böhmischen Masse, von FLEGEL (4), FRECH (5) und SCUPIN (25) in den Sudeten, von PETRASCHECK (18) in Nordböhmen beobachtet worden, und dabei sprechen FRECH, HERMANN, PETRASCHECK und SCUPIN unter Hinweis auf die Erfahrungen in Nordwestdeutschland die »vorcenomanen« Dislokationen mit größerer oder geringerer Reserve als »vorcretacische« an.

Eine nach Süden fortschreitende Senkung des preußischen Anteiles am Baltisch-russischen Schilde ist nach TORNQUIST (39) nach Ablagerung des Kimmeridge und vor Ablagerung des Cenomans eingetreten, »dürfte also mit der kimmerischen Phase der saxonischen Faltung gleichaltrig sein«.

---

[1]) C. GAGEL, Über das Vorkommen von Schichten mit Inoceramus labiatus und Belemnites ultimus, sowie des ältesten Tertiärs im Dithmarschen. Zentralbl. f. Mineralogie usw. 1906, S. 276.

[2]) Frankenjura 1891, S. 426.

4. Bedeutung der kimmerischen Gebirgsbildung für die Tektonik der deutschen Mittelgebirge.

a) Die kimmerische Gebirgsbildung als Hauptphase der saxonischen Faltung.

Wir suchen uns das Bild zu rekonstruieren, das der deutsche Boden vor seiner Bedeckung durch die postkimmerische Serie bot, und so weit wir diesen Dingen unmittelbar nachkommen können, ist zu sagen:

Wo heute größere Hebungsgebiete durch das Zutagetreten älterer Schichten angezeigt werden, waren sie als solche schon vor Ablagerung der Kreide vorhanden, wenn auch das Ausmaß der Hebung noch nicht das heutige gewesen ist. Die »Ketten« entlang den Achsen waren da, die heutigen Senken bestanden als solche. Bald rheinische, bald hercynische Richtung, bald Mittelrichtung zwischen der rheinischen und hercynischen nahmen schon damals die Sättel und Mulden, und auch in vielen Einzelheiten, wie z. B. der Verflachung einzelner Sättel in ihrem Fortstreichen, war schon die Übereinstimmung zwischen dem heutigen Bilde und der kimmerischen Anlage des Bildes gegeben. Aber es bestand nicht allein der Grundplan des ganzen Bewegungsbildes der nachfolgenden Zeiten, sondern weithin waren die tektonischen Effekte schon sehr erhebliche. In einzelnen Fällen waren die heutigen Effekte fast erreicht, wie sich z. B. am südlichen Teutoburger Walde zeigt; in anderen Fällen war der vorcretacische Effekt jedenfalls schon so bedeutend, daß die Effekte der späteren Faltungen hinter ihm zurückgeblieben sind, wie wir an der Asse, am Salzgitterer Sattel, am Westflügel des Sattels von Lutter a. Bbge. feststellen konnten. In solchen Fällen, wo Kreide nur auf den Flanken der Sättel über relativ jungen Schichten auftritt, und Gerölle der Kernschichten des Sattels in ihr nicht gefunden sind, muß die Frage nach dem Ausmaße der kimmerischen tektonischen Bewegungen zwar in der Schwebe bleiben, doch warnen gerade die Verhältnisse an der Asse und am Salzgitterer Höhenzuge davor, die kimmerische Faltung zu gering zu bewerten. Nur einmal ist der Fall mit Sicherheit erkennbar, daß starke postkimmerische Faltung dort eingetreten ist, wo keine oder nur eine geringe kimmerische Faltung vorlag, und dieser Fall betrifft den Osningsattel. Doch auch der Osningsattel ist ein zu alten Ketten posthumes Gebilde, nur hat sich hier die Erneuerung der Faltung in einer ganz besonderen Form, nämlich im »Wandern« der Faltung (32), gezeigt. Man muß den Egge-Osning-Bogen als Ganzes betrachten, und dann wird ersichtlich, daß die posthume Angliederung der jungen Randkette des Osning im Vergleich zu der Entstehung der südlicheren kimmerischen Ketten ein in seiner Bedeutung zurücktretendes Ereignis ist, mag es im heutigen Bilde Westfalens infolge der weitgehenden Verhüllung der alten Ketten unter der cretacischen Transgression auch in weit höherem Maße, als die alte Faltung, zum Ausdruck kommen.

Überall da, wo sichere Grundlagen für die Entscheidung gegeben sind, erweist sich die kimmerische Gebirgsbildung als die Hauptphase der saxonischen Faltung der deutschen Mittelgebirge, und ist auch in manchen Fällen der Beweis dessen nicht zu führen, so ist ebensowenig der Gegenbeweis vorhanden. Man darf sich den kritischen Blick dadurch nicht trüben lassen, daß jüngere Faltungen in kimmerisch angelegten Sätteln die Kreide der Flügel unter Umständen steil aufgerichtet haben. Gewiß sind auch das erhebliche Wirkungen der gebirgsbildenden Kräfte, und dazu sind sie so augenfällig, daß sie das Urteil leicht befangen machen; aber schließlich ist die nachträgliche steile Aufrichtung dieser cretacischen Schichten doch nicht vergleichbar dem tektonischen Vorgange, der ältere triadische oder gar dyadische Schichten am Eggegebirge, am Salzgitterschen Höhenzuge oder an der Asse unter der mächtigen Überdeckung jüngerer Schichten hervor um tausend Meter und mehr aufwärts bewegte.

b) Kimmerische und intracretacische Faltung.

In starke Konkurrenz mit der kimmerischen Faltung hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Tektonik Mittel- und Nordwestdeutschlands tritt die intracretacische Faltung, die sich im wesentlichen nach Ablagerung des Turons und vor dem Oberen Emscher ereignete.

Nach bisherigem Stande unseres Wissens ist damals zum ersten Male entlang den »Salzlinien« hier und da das Salzgebirge der Zechsteinformation unter tektonischem Drucke bis zur Tagesoberfläche aufgestiegen, wie an der unteren Oker, an der unteren Aller, bei Bremen usw. (genauere Literaturangaben in 37) nachweisbar ist. Sehr leicht kann aber unser bisheriges Wissen bei einer recht sorgfältigen Verfolgung der Deckgebirgsschichten des Salzes in neuen Schächten und Bohrungen eine Erweiterung in dem Sinne erfahren, daß lokal ein Salzpfeiler oder Salzstreifen auch einmal unter einer transgredierenden Decke von Unterer Kreide festgestellt wird. Und selbst wenn das nicht eintreten sollte, so bleibt doch zu bedenken, daß die Überlagerung des Salzkernes eines norddeutschen Sattels durch Obere Kreide noch lange nicht beweist, daß in ihm nicht auch schon Untere Kreide über Salz transgredierte, denn in letzterem Falle wäre die Wiederbeseitigung der Unteren Kreide nach abermaliger (posthumer) Hochbewegung des Salzkernes, d. h. vor oder mit der senonen Transgression, der von vornherein wahrscheinlichste Gang der Dinge gewesen. Namentlich bleibt aber zu bedenken, daß ein unter der senonen Transgression festgestellter Faltungsbetrag keineswegs ausschließlich in der vorsenonen Faltungsphase erzielt zu sein braucht, sondern sehr wohl zum Teil oder gar in der Hauptsache älteren Datums sein kann.

Ähnlich verhält sich die Sache vielleicht mit der Heraushebung des Harzes. Während bis zum Turon einschließlich die Sedimente

des Harzvorlandes frei von Geröllen paläozoischer Gesteine sind oder solche Gerölle nur ganz vereinzelt und in derartig kleinen Stücken führen, daß sie auch von anderen Orten, z. B. der Rheinischen Masse (32, S. 43), zugeführt sein könnten, erscheinen in den Konglomeraten des Untersenons, teilweise auch schon des Emschers, typische und zum Teil nur wenig abgerollte Gesteine des Harzes, wodurch bewiesen wird, daß bei Entstehung dieser Konglomerate das paläozoische Gebirge des Harzes der Denudation zugänglich war (23, 24 und ältere Arbeiten von JASCHE und G. BRANDES). Aber auch dieser sehr bemerkenswerte Abschnitt in der Geschichte des Harzes ist erzielt in der Steigerung älterer Vorgänge, und es muß dahingestellt bleiben, wieviel von der gesamten Hochbewegung des Palaeozoicums von diesen, wieviel durch die intracretacische Faltung bewirkt ist. Dabei ist keineswegs nur an etwaige »orogenetische« Vorgänge der jüngsten Jurazeit, sondern auch an »epirogenetische« Ausgestaltungen des Untergrundes zu denken, denn es ist nicht zu bezweifeln, daß der Harz ein »Rahmen« gegenüber dem subhercynischen Becken nicht erst mit den Faltungsvorgängen geworden ist, sondern daß schon vorher — wenn auch noch nicht zur Triaszeit — eine Schwelle des Bodens etwa da vorhanden war, wo heute der Harz sich findet.

Der großen Bedeutung der intracretacischen Faltung für die Entstehung der den nördlichen Harzrand begleitenden Aufrichtungszone kann sich niemand verschließen, der die bedeutsamen Arbeiten H. SCHRÖDERS (23, 24) liest. Die Entstehung dieser Aufrichtungszone, d. h. die steile Umbiegung der Schichten am Nordflügel des großen Gewölbes, dessen Kern vom Harz gebildet wird, ist nun die Begleiterscheinung eines größeren tektonischen Vorganges, nämlich der Vertikalverschiebung zwischen »sinkendem« Flügel und »gehobenem« Gewölbekern und der dadurch veranlaßten Überschiebung des gesunkenen Flügels, und dieses Verschiebungsverhältnis, nicht eine Begleiterscheinung desselben, müßte den Maßstab geben, wollte man die Bedeutung der vor- und intracretacischen Faltung gegeneinander abwägen. Einen Anhalt dafür, welchen Grad die Heraushebung des Untergrundes entlang der heutigen Aufrichtungszone schon vor Ablagerung des Neocoms erreicht hatte, d. h. welchen Alters die Schichten waren, über welche die postkimmerische Transgression dahinging, fehlt uns, denn Untere Kreide ist nur lokal, nämlich nur westlich von Harzburg und hier nur auf dem äußeren Flügel der Aufrichtungszone, vorhanden; es beweist aber die Unterlagerung des Neocoms durch Kimmeridge am Nordhange des Langenberges bei Oker eben so wenig, wie etwa die Unterlagerung des Neocoms auf den Flügeln des Assesattels durch jurassische Schichten, daß nicht etwas näher dem Sattelkerne sehr viel ältere Schichten des Mesozoicums das Liegende des Neocoms infolge kimmerischer Heraushebung gebildet haben könnten.

H. SCHRÖDER (24, S. 36 ff und Taf. 8) führt uns in Wort und Bild

das schöne Profil vom Teufelsbache bei Kloster Michaelstein vor, in welchem der Emscher den aufgerichteten Muschelkalk überlagert. Wer aber könnte behaupten, daß dort nicht auch schon die heute zwar fehlende ältere Kreide Schichten der Trias von einem gewissen und vielleicht nicht unerheblichen Aufrichtungsgrade überdeckt hätte!

Es mag gesucht erscheinen, die ohne allen Zweifel erhebliche Bedeutung der intracretacischen Faltung entlang dem Nordrande des Harzes zugunsten der kimmerischen Faltung verkleinern zu wollen, wo für die Beurteilung der kimmerischen Faltung hier kaum ein Anhalt vorhanden ist; aber gerade weil letzteres der Fall ist, möchte man nicht der intracretacischen Faltung die überwiegende Bedeutung für die Heraushebung des Harzes zusprechen und damit eine Abweichung von den sonstigen Erfahrungen annehmen, solange nicht die Beweise dafür absolut einwandfrei sind. Dazu zeigt sich die kimmerische Gebirgsbildung als die Hauptphase der saxonischen Faltung gerade in benachbarten tektonischen Gebilden (Salzgitterer Höhenzug, Asse), deren Entstehung von der Heraushebung der älteren mesozoischen Schichten entlang dem nördlichen Harzrande schwer zu trennen ist; bilden doch die Ausläufer der »Aufrichtungszone« westlich von Goslar und der südwestliche Flügel des Salzgitterer Sattels auf kurze Erstreckung geradezu Flügel und Gegenflügel derselben Mulde. Unter Hinweis auf die Untersuchungen H. SCHRÖDERS hat zwar E. HOEHNE (10) auch an der Asse die intracretacische Faltung als »Haupt«faltung, die präneocome als »Vor«faltung bezeichnet; aber keineswegs kann zugegeben werden, daß eine Faltung, die Muschelkalk bis zutage und über das Niveau der benachbarten jurassischen Schichten hinaushebt, eine »Vor«faltung gegenüber einer »Haupt«faltung ist, die den Faltungseffekt der »Vor«faltung nur bis zur Heraushebung des Buntsandsteins steigert (37, S. 262 Anm.).

c) Gebirgsbildungen im Liegenden tertiärer Schichten.

Das genauere Alter derjenigen Dislokationen, die in triadischen Schichten im Liegenden von Tertiärbildungen außerhalb des Verbreitungsgebietes der Kreide aufsetzen, ist natürlich nicht bestimmbar, aber auf Grund der in Nordwestdeutschland in den letzten Jahren gemachten Erfahrungen muß man sich hüten, z. B. eine »voroligocäne« Gebirgsbildung ohne weiteres mit einer alttertiären identifizieren zu wollen, da sie auch intracretacisch oder vorcretacisch oder das Ergebnis aller drei tektonischen Phasen sein kann. Die Bruchsysteme Niederhessens, für die in Niederhessen selbst zwar nur ein »voroligocänes« Alter feststellbar ist, stehen im Zusammenhange mit den Dislokationssystemen, die wir an der Egge unter der Kreide verschwinden sehen, und wenn der sichere Beweis für das vorcretacische Alter der großen Bruchzone auch nur an der Egge zu führen ist und schließlich auch, wie andere Fälle lehren, anscheinend einheitliche Bruchsysteme

in ihren verschiedenen und miteinander vergitterten Teilen wechselnden Alters sein können, so spricht doch eine große Wahrscheinlichkeit dafür, daß das niederhessisch-westfälische Bruchsystem nicht nur an der Egge, sondern auch weiter südlich und südöstlich zu einem sehr erheblichen Teile schon vor Ablagerung der Kreide entstanden war. In diesem Sinne hält es auch O. GRUPE für naheliegend, dem Naumburger und Kasseler Graben und überhaupt dem Dislokationssysteme der Niederhessischen Senke ein jungjurassisches Alter zuzuschreiben (7, S. 276).

Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges ist von Brüchen begleitet, die Tertiär verwerfen, und wollte man z. B. westlich der Hessischen Senke die Entscheidung treffen, so würde man das Rheinische Schiefergebirge, wie noch vor nicht allzu langer Zeit allgemein üblich war, als jungtertiären »Horst« bezeichnen. Aber in Westfalen sehen wir, daß sich die Kreide über das Schiefergebirge nebst dessen Randstaffeln und Randbrüchen und über das »gesunkene« Vorland flach hinweglegt, und damit charakterisiert sich das Rheinische Schiefergebirge als ein »Horst« vorcretacischen Alters, entlang dessen Ostrande allerdings in jüngerer Zeit nochmals Verwerfungen aufgerissen sind.

Die Möglichkeit oder gar Wahrscheinlichkeit, daß im Liegenden des Tertiärs nachgewiesene Brüche bereits vorcretacischen Alters sind, wurde in Anwendung auf spezielle Fälle von MESTWERDT (14), MORDZIOL (16), KRAISS (12), ROBERT (21) und ganz besonders von PHILIPPI (19) und GRUPE (7) erörtert.

Der Beweis, daß die kimmerische Gebirgsbildung die Hauptphase in der saxonischen Faltung der deutschen Mittelgebirge ist, kann natürlich nur dort geführt werden und wohl heute schon als geführt gelten, wo vorsenone Kreideschichten vorhanden sind. In allen übrigen Bezirken ist aber wenigstens der Gegenbeweis dessen nicht zu erbringen, und die Zeiten sollten vorbei sein, daß von vornherein von vorherrschender oder gar ausschließlicher Gebirgsbildung der Tertiärzeit als von einer Selbstverständlichkeit gesprochen wird, wenn überhaupt die Möglichkeit fehlt, über etwaige vor- oder intracretacische Gebirgsbildungen ein Urteil zu gewinnen.

Die im mitteldeutschen Gebirgslande gewonnene Erfahrung, daß die kimmerische Gebirgsbildung die Hauptphase der saxonischen Faltung ist, gilt nicht mehr für das nordwestdeutsche Tiefland, z. B. für den Untergrund Nordhannovers, vielmehr hat hier die jungtertiäre Gebirgsbildung solche Bedeutung gehabt, daß sich ihre Wirkungen denjenigen älterer tektonischer Phasen, speziell auch der kimmerischen, soweit sich die Verhältnisse bisher übersehen lassen, sehr wohl an die Seite stellen können. Der Gegensatz in der Bedeutung der jungtertiären Gebirgsbildung für die Mittelgebirge und für Nordhannover erklärt sich auf Grund der allgemeineren Erfahrung, daß die Stärke der Gebirgsbildung in gewisser Beziehung zur Mächtigkeit des vorher abgesetzten Sediments steht: In weit höherem Maße als die südlichen Be-

zirke war nämlich Nordhannover nach der Jura- und Kreidezeit im Zustande des Sinkens verblieben und mit entsprechend mächtigen Sedimenten überdeckt worden, und während in den nachfolgenden tektonischen Phasen die Gesteine des Südens nur noch relativ wenig gefaltet und verworfen wurde, ereigneten sich im Norden gewaltige Schichtenverschiebungen (37, S. 282, 283).

Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise.

Von **O. H. Erdmannsdörffer.**

1. H. Credner, Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Zentralblatt f. Min. 1907, 513—525.
2. O. H. Erdmannsdörffer, Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehratal. Mitt. Großh. Bad. geol. L. A. IV. 2. 1901, 147—195.
3. Gaebert, Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkung. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 59. 1907, 308—376.
4. J. Königsberger, Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geol. Rundschau, III. 297—309.
5. — Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 64. 1912, 501—529.
6. — Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. Compt. rend. XI. Congr. géol. internat. Stockholm 1910. II. 639—671.
7. R. Lepsius, Geologie von Deutschland. II. Teil. Liefg. I.
8. P. Niggli, Das kristalline Grundgebirge bei Laufenberg. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 2. 1912, 35—38.
9. H. Philipp, Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Zentralblatt f. Min. 1907, 76—80.
10. — Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. Mitt. d. Großh. Bad. geol. L. A. VI. 1. 1910, 327—409.
11. A. Sauer, Über das Vorkommen von Parallelstruktur an Massivgraniten des Schwarzwaldes. Sitzgsber. d. Oberrhein. geol. Ver. 1894.
12. — (und Bräuhäuser), Überblick über das obere, besonders das württembergische Kinziggebiet. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 1. 1911, 5—40.
13. — Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzgsber. K. Akad. d. W. Berlin 34. 1900, 729—741.
14. — Das alte Grundgebirge Deutschlands. Compt. rend. 9. Sess. Congr. géol. internat. Wien 1903. II. 587—602.
15. K. Schnarrenberger, Tektonik des Elztales. Berichte d. Oberrhein. geol. Ver. 41. 1908, 56—61.
16. H. Schwenkel, Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 1912, 1—174.
17. O. Wilckens, Das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. »Der Steinbruch«. III. 1908.
18. — Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. Ber. üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. 1908. Anhang zu den Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 1908. Abt. D. S. 13—15.

An verschiedenen Stellen der Erde haben die neueren Untersuchungen im Gebiete der kristallinen Schiefer zu zwei wesentlich verschiedenen Gruppen geführt; einer solchen, deren jetziger Habitus die Folge einer Metamorphose präexistierenden Gesteinsmaterials ist, die eigentlichen »kristallinen Schiefer« im Sinne der GRUBENMANNschen Systematik; und einer zweiten, deren äußerlich jenen oft ähnliche Eigenschaften als primär, wenn auch unter abweichenden Bedingungen gebildet, gedeutet werden. »In GRUBENMANNS System der kristallinen Schiefer können solche Gneise aber keine Unterkunft mehr finden« (16, S. 157).

Das für die Entwicklung der Lehre von den kristallinen Schiefern klassische Land, Sachsen, besitzt im Granulitgebiet und im Erzgebirge solche Gneiskomplexe, und auch der Schwarzwald, der ehedem als schlechthin »dynamometamorph« gegolten, rückt in diese Reihe ein.

SAUER vertritt schon seit längerer Zeit die Auffassung von der ursprünglichen, nicht sekundär-metamorphen Bildungsweise der Schwarzwälder Eruptiv(=Schapbach)gneise. Die ausgezeichnete Paralleltextur, die manche der Stockgranite und -syenite des Schwarzwaldes, besonders in ihren randlichen Teilen besitzen, und für die der Durbachit und gewisse Granite des südlichen Schwarzwaldes (Wehratal [11]) ausgezeichnete Beispiele liefern, war für SAUER ein Schlüssel für die Erkenntnis, daß auch manche ähnlich gebaute Gneise als Eruptiva anzusehen seien; er faßt diese Paralleltextur als ein Fluidalphänomen auf (12, 13, 14), Protoklase und Kataklase haben daneben an ihrer Entstehung mitgewirkt (13).

Auf diese Weise entstehen Gesteine, die im Gegensatz zu den durch eine hornfelsartige Struktur gekennzeichneten Sediment(Rench-)gneisen, »eine mehr hypidiomorphkörnige Struktur« besitzen, »bei gleichzeitiger Entwicklung einer durch Glimmerlagen hervorgerufenen Parallelstreifigkeit, und einem i. a. mehr gleichartigen Habitus«, als wie ihn die sehr unruhigen, wechselvollen Sedimentgneise besitzen. Auch gehen sie direkt in granitische Abänderungen über.

Die Renchgneise sind dagegen entstanden unter Bedingungen, ähnlich denen der Kontaktmetamorphose, doch unter höherem Druck und äußerst langer und langsamer Umwandlung. »Metamorphe Gesteine dieser Art kombinieren Druck- und Kontaktmetamorphose« (14).

Was das geologische Alter der Gneise betrifft, so hält sie SAUER für sehr alt, archäisch (14).

Über die gegenseitigen Beziehungen der eruptiven Schapbachgneise und der sedimentären Renchgneise finden sich nähere Angaben in den von SAUER verfaßten Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte von Baden, von denen die zu den Blättern Gengenbach, Oberwolfach-Schenkenzell, Hornberg-Schiltach genannt seien. Charakteristisch für die Verbandsverhältnisse ist die verschwommene Abgrenzung beider Gneisarten, die eine scharfe Scheidung unmöglich macht. Auf eine

Besprechung der genetischen Natur dieses Kontaktes wird von Sauer hier noch nicht eingegangen.

Die Stockgranite und -syenite carbonischen Alters haben an manchen Stellen Injektionsadern und -trümer in den Gneis entsandt. So beschreibt sie Sauer besonders aus dem Erdlinsbach und vom Farrenkopf bei Hausach, vom Heubach, von Vorthal u. a. O., O. H. Erdmannsdörffer aus dem Wehratal: »Oft dringt das Eruptivgestein zwischen die Lagen des Gneises hinein, blättert sie auf oder umhüllt einzelne Schollen« ... oder es geht »mit der Annäherung an die Gneisgrenze, gelegentlich auch um fremde Einschlüsse mitten im Syenit, seine regellos körnige Struktur in eine fluidale über, so daß Handstücke oft vom Gneis kaum zu unterscheiden sind.« Auf der geologischen Karte des mittleren Wehratales (2) ist eine besondere Gruppe der »fluidalen Syenite« ausgeschieden.

Im Jahre 1907 veröffentlichte H. Philipp, der auf Veranlassung von Sauer Studien im südlichen Schwarzwald angestellt hatte, eine vorläufige Mitteilung über das Gneisgebiet im Angenbachtal bei Mambach, bei dessen Deutung er zu der Annahme von Injektionsvorgängen in großem Maßstabe geführt wurde (9, 10).

Philipp beobachtete (nur makroskopisch), daß die Quarzfeldspatlagen der Gneise — die ihrem Habitus nach den Schapbachgneisen des nördlichen Schwarzwaldes entsprechen — »in inniger Beziehung stehen zu aplitischen Adern und feinsten Trümern vom gleichen Habitus, die die »Gneise« quer zur Parallelstruktur in unregelmäßigem, geradem oder gewundenem Laufe durchziehen, und zwar in der Art, daß die Quarzfeldspatlagen direkt in die Trümer übergehen«. So entstehen alle möglichen Übergänge zwischen schlierigen Graniten und »echten Schapbachgneisen«. Diese letzteren sind also keine »Gneise«, sondern »durch Injektion hervorgerufene Mischgesteine eines alten Sediments mit granitischem, speziell aplitisch saurem Material«. Lokal finden sich besonders widerstandsfähige, granulitähnliche Sedimentrelikte, die der Injektion entgangen sind. Das Verhältnis der Renchgneise zu diesen Vorgängen ist noch nicht geklärt. Die Injektion selbst, die pneumatolytischen Charakter hatte, hat vor der Intrusion der granitischen Stöcke stattgefunden, steht aber mit diesen in genetischem Zusammenhang: »Wir hätten hier also den selteneren, aber unzweifelhaften Fall, daß eine saure Abspaltung des Magmas der eigentlichen Granitintrusion vorausgeht«. Solche »Aplite« finden sich auch in größeren Massen vor und werden als schlierige Grenzfazies des Granits gedeutet.

Gegen diese weitgehende Anwendung der Injektionstheorie, insbesondere gegen ihre Anwendung zur Erklärung der Schapbachgneise wendet sich Sauer (12), der hier auch zum ersten Male seine Auffassung über die genetische Bedeutung der Schapbach- und Renchgneisgrenze näher zum Ausdruck bringt:

Die Schapbachgneise sind »primär parallelstruierte Eruptivmassen, die in großer Tiefe und unter hohem Drucke in die sich aufblätternden alten Sedimente (die jetzigen Sediment- oder Renchgneise) hineingepreßt wurden ... Aus diesem Vorgange würde sich auch der innige gegenseitige Verband beider Gneise erklären«; es liegt besonders in Anbetracht der bereits erwähnten Analogie mit parallelstruierten Graniten gar kein Anlaß vor, »zur Erklärung der Schapbachgneise mit hypothetischen Injektionen und hypothetischen Schiefern zu operieren«.

Diese Auffassung von SAUER ist neuerdings in einer umfangreichen Arbeit eines seiner Schüler, H. SCHWENKEL (16), weiter ausgeführt und im einzelnen begründet, sowie gegen die Injektionshypothese PHILIPPS verteidigt worden.

Was die Rench(Sediment-)gneise und Schapbach(Eruptiv-)gneise als Gruppen trennt und unterscheidet, ist durch die geologische Landesaufnahme bekannt genug geworden: bei den Sedimentgneisen u. a. der lentikulär flaserige Aufbau und ein dadurch bedingtes »unruhiges Gepräge«, das Auftreten hornfelsartiger Gesteine, das Vorkommen von Kalksilikatfelsen, Graphitoidgneisen u. a. Dem gegenüber sind die Eruptivgneise, abgesehen von gewissen mineralogischen Eigenheiten wie Orthitführung, ausgezeichnet durch einen mehr einförmigen Charakter, eine unvollkommene Lagentextur, die oft ins schuppig körnige übergeht und auf weite Strecken hin gleichförmig anhält. Im einzelnen ist die Abtrennung natürlich oft schwierig, umsomehr als auch Mischgesteine auftreten und zu Verhältnissen führen, die dem subjektiven Ermessen doch recht erheblichen Spielraum lassen.

Von besonderer Wichtigkeit sind die auch für die Injektionstheorie bedeutungsvollen hellen Quarzfeldspatlagen, die in den Eruptivgneisen ungemein verbreitet sind (»Primärtrümer«), und genetisch mit Granuliten sehr nahe zusammenhängen. Diese sind saure Nachschübe des Eruptivgneises (Schizolithe), die ihre Paralleltextur einer von der Bildung der Paralleltextur im Gneis unabhängigen Fluidalbewegung verdanken, und von den Apliten der jüngeren Stockgranite scharf unterschieden werden müssen. Das gleiche gilt von den Primärtrümern, die zum Teil Ausläufer von Granulit- oder Pegmatitadern sind und ebenfalls »endogene Injektionen« des Gneises darstellen.

Die ausführliche Beschreibung der strukturellen Verhältnisse der Eruptivgneise ergibt, daß in ihnen, trotz einiger Abweichungen im einzelnen und trotz der Paralleltextur eine Eruptivgesteinsstruktur mit der normalen Ausscheidungsreihenfolge der granitischen Gesteine vorliegt, keine kristalloblastische und kataklastische, die auf Umwandlung durch Metamorphismus hinwiese; dadurch stehen sie auch strukturell im strikten Gegensatz zu den Sedimentgneisen[1]), die durch Kontakt-

[1]) Der Führung von Myrmekit wird für die Unterscheidung eine vielleicht zu große Bedeutung zugeschrieben, da Myrmekit auch in metamorphen Sedimenten in typischer Weise vorkommt. Ref.

und Injektionsmetamorphismus aus präcambrischen Sedimenten, unter den äußeren Bedingungen der Regionalmetamorphose entstanden.

Der Verband von Eruptiv- und Sedimentgneisen ist, wie bekannt, ein ungemein inniger. Doch ist er nicht als ein tektonischer im landläufigen Sinne aufzufassen; das geht schon daraus hervor, daß keine regelmäßigen, rhythmischen Falten zu konstatieren sind. Vielmehr ist die mit Faltungen verknüpfte präcambrische Intrusion der Gneise selbst das Moment, durch welches die Anordnung der verschiedenen Gneiszüge ihre heutige Gestalt erhalten hat. Es ist, »als hätte man eine Serie von Blättern in eine plastische Masse gesteckt, die in willkürlicher Weise zwischen sie eindrang und dann erstarrte«. Falten, Mulden mögen ursprünglich vorhanden gewesen sein, sind aber durch die Intrusion zerstört worden. Es ist daher zwecklos, tektonische Konstruktionen vorzunehmen wie z. B. Wilckens (17, 18). Die Einwirkung der carbonischen Faltung auf den Bau des Gneisgebirges ist unwesentlich. Ihr ist hauptsächlich die Intrusion der Stockgranite zuzuschreiben. Vor allem fehlt jede Transversalschieferung in den Gneisen, die Paralleltextur der Renchgneise entspricht der ursprünglichen Schichtung. Der auffällige Parallelismus der Gneiszüge mit den Grenzen der Granitstöcke beruht auf einer Übereinstimmung der Schubrichtung der carbonischen, und der präcambrischen Faltung. Auch die Schnarrenberger-sche Auffassung von der Tektonik des Elztales (15) macht den Verf. an seiner Deutung nicht irre.

Das Verhalten des Granits zum Gneis ist dadurch charakterisiert, daß er diesen bereits in jetzigem Zustande als Gneis angetroffen und nur schwach oder gar nicht verändert hat. Injektionsadern von Granit im Gneis kommen vor, lassen sich aber i. a. gut von den Primärtrümern der Gneisinjektionen unterscheiden. Sie liefern z. B. keine Mischgesteine. Hier liegt nach der Anschauung des Verfassers ein prinzipieller Irrtum in der Auffassungsweise von H. Philipp vor, der die aplitischen sauren Injektionen des Gneises für solche des Granits hält. Auch sollen die oben erwähnten, von Philipp für nicht injizierte Sedimentreste gehaltenen granulitähnlichen Gesteine des Angenbachtales zum Eruptivgneis gehörige Granulite sein.

Auch die Einschlüsse von Gneisstücken im Granit zeigen, daß die »Vergneisung« in solchen Fällen nicht vom Granit ausgegangen sein kann. Wo paläozoische Sedimente im Schwarzwald mit den karbonischen Graniten in Kontakt stehen, entwickeln sich die bekannten »normalen« Kontaktgesteine, Fleckschiefer, Knotenschiefer u. dgl.

Die Auffassung von Sauer und Schwenkel nimmt also zwischen der Gneisbildung und der Intrusion der Granite einen erheblichen Hiatus und keinen direkten genetischen Zusammenhang an. Philipp rückt beide zeitlich nahe und sieht in der Vergneisung eine Art Vorläufer der Granitbildung, die mit Injektions- und Mischungsvorgängen in großem Maße verbunden ist. Solche nimmt auch Schwenkel, wie Philipp,

an, nur scheidet er noch schärfer zwischen Eruptiv- und Sedimentgneisen, während PHILIPP auch die Schapbachgneise als Mischgesteine ansieht.

In manchen Punkten ist der PHILIPPschen Auffassung die von J. KÖNIGSBERGER genähert.

J. KÖNIGSBERGER faßt auf Grund sehr ausgedehnter vergleichender Studien die Gneisbildung als einen regionalen Aufschmelzungsvorgang auf, der, im Archaikum allgemein vorhanden, sich dann zurückzieht und erst im Devon wieder durch Ansteigen des Magmas eine auf bestimmte Gebiete beschränkte Verbreitung erhält, zu denen u. a. auch die Gneise der deutschen Mittelgebirge gehören (4, 5, 6). Er verlegt so den Prozeß der Gneisbildung auf einen wesentlich jüngeren Zeitpunkt wie SAUER und SCHWENKEL, erkennt auch eine zeitliche Trennung zwischen Gneis- und Granitintrusion an, führt aber doch beide auf die gleiche Grundursache zurück. Das paläozoische Alter auch der Gneisbildung wird besonders durch die Verhältnisse in Sachsen erwiesen, wo silurisch-devonische und culmische (?) Sedimente in den Wirkungsbereich der Gneisintrusionen geraten (CREDNER (1), LEPSIUS (7), GAEBERT [3]).

KÖNIGSBERGERS Vorstellung ist folgende: langsam ansteigendes Magma wird unter hohem Druck seit Beginn der Devonzeit allmählich in die Schichten gepreßt. Die bewegliche pegmatitische Lösung drang in die Schieferlagen ein, und unter langsamer Flußbewegung, verbunden mit Protoklase und Kataklase entstehen Orthogneise aus dem Magma, aus dem Schiefer unter geringfügiger Stoffzufuhr Sedimentgneise. Nach außen hin erfolgt der allmählige Übergang in Phyllite und Tonschiefer. Im Carbon dringt das Magma lokal, zum Teil im Gefolge der tektonischen Störungen, plötzlich empor und erstarrt richtungslos struiert als Massengranit.

Im Schwarzwald hält KÖNIGSBERGER ebenfalls einen Teil der Gneise für vergneistes Culm, steht also hierin im Gegensatz zu SAUER und SCHWENKEL; die Bildung von Knotenschiefern usw. deutet er als schwache Nachwirkung, sogar die Verkieselung des Muschelkalkes und die Flußspatführung der Buntsandsteindrusen soll noch auf pneumatolytischen Nachwirkungen beruhen; hierfür ist wohl die Deutung von ANDRÉE richtiger[1]).

Nicht ganz klar ersichtlich ist die Rolle, die P. NIGGLI (8) der Injektion der Gneise durch die der Intrusion des Albtalgranits folgende Bildung von Pegmatit- und Aplitgängen zuschreibt. Der geologischen Stellung nach entsprechen sie den jüngeren, nicht gneisbildenden Injektionen nach SCHWENKELS Auffassung, die kurze Beschreibung zeigt aber mehr Analogien mit den Injektionen der »Primärtrümer«.

[1]) K. ANDRÉE, Über einige Vorkommen von Flußspat in Sedimenten ... Tscherm. min. u. petr. Mitt. 28. 1909, 535—556.