

Herrn Dr. Herbert Vinding
mit herzlichem Dank

VOM VERFASSER ÜBERREICHT.

MATERIALIEN
ZUR KENNTNIS DER
PLEISTOZÄNEN BILDUNGEN
IN DEN
RUSSISCHEN OSTSEELÄNDERN

VON
H. HAUSEN

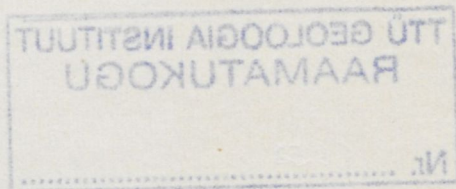
Mit 1 Karte und 29 Textfiguren.

HELSINGFORS 1913

MATERIALIEN
ZUR KENNTNIS DER
PLEISTOZÄNEN BILDUNGEN
IN DEN
RUSSISCHEN OSTSEELÄNDERN

VON
H. HAUSEN

Mit 1 Karte und 29 Textfiguren.



HELSINGFORS 1913

MATERIALEN

ZUR KENNNTNIS DER

PREISTOÄNEN BILDUNGEN

RUSSISCHEN OSTSEES ANDERN

II BILDEN

TTÜ GEOLOGIA INSTITUUT
RAAMATUKOGU

Nr. 6653

HELSINGFORS 1913

J. SIMELII ARVINGARS BOKTRYCKERIAKTIEBOLAG

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<i>Vorwort</i>	5
<i>Historischer Rückblick auf die quartärgeologischen Forschungen im Ostbaltikum</i>	7
<i>Verzeichnis der quartärgeologischen Litteratur des Ostbaltikums</i>	16
Das Silurgebiet	23
<i>Dagö</i>	23
Schrammen:	23
Pyhälepp. — Kassar. S. 23	
Glaziale Akkumulationen	25
Dagerort-Halbinsel. S. 25.	
Strandbildungen	23—27
Helterma-Grossenhof. S. 23. — Palloküll. S. 24. — Kertel-Roeiks. S. 25. — Dagerort. S. 26—27.	
Ton	24—25
Grossenhof. S. 24. — Roeiks. S. 25.	
Molluskenresten	24
Palloküll. S. 24.	
<i>Übersicht der Bodenbeschaffenheit Dagös</i>	28
<i>Ösel</i>	28
Glazifluviale Bildungen	29—31
Arensburg. S. 29. — Karris. S. 30. — Reo. S. 31.	
Strandbildungen	31—33
Saufer. S. 31. — Megaküllä. — Kergel. — Mustel. — Selgase. S. 32. — Anseküll (Sworbe). S. 33.	
<i>Übersicht der Bodenbeschaffenheit Ösels</i>	33
<i>Moon</i>	34
<i>Das estnische Festland, westlicher Teil</i>	35
Glazifluviale Bildungen	37
Risti-Enama. S. 37.	
Ton	35—39
Hapsal. S. 35. — Hapsal—Pernau. S. 39.	
Strandbildungen	35—38
Poenal-Pallifer. S. 35. — Pallifer. S. 36. — Risenberg-Mun- nalas. S. 37. — Leal. — Awaste. S. 38.	
Molluskenresten	35—36
Hapsal. — Poenal-Pallifer. S. 35. — Nyby. — Padis. — Sel- lenküll. S. 36.	

	Seite
Torf	36
Pallifer. S. 36.	
<i>Die estnische Nordküste</i>	39
Strandbildungen	39—60
Hardo-Micke-Liwa-Audia. — Weskijärw. — Kerrenemme. S. 39. — Baltischport-Halbinsel. S. 40. — Leetz. — Testifer. — Packerort. S. 41. — Logosal-Lodensee. S. 42. — Surrop. — Morrast-Strandhof. — Obersee. — Laksberg. S. 43. — Kappakoil. S. 45. — Wiems. S. 45—46. — Hirro. S. 46. — Krodi. — Irro-Lappiko. S. 47. — Joa. S. 48. — Loksa. S. 49. — Kalms. — Tammispäh-Wainopäh. — Karrol. S. 50. — Selgs. — Itfer. S. 51. — Kunda. S. 52. — Lümala-Rannaküllä. — Moldova. S. 55. — Türsel. — Kannuka. — Blauberge (Waiwara). — Lagena-Merreküll. S. 56. — Lagena-Narwa. S. 57. — Rigi-Owi. S. 58. — Fintinka. S. 59. — Iwangorod. S. 60.	
Ton	49—60
Loksa. S. 49. — Wesenberg. S. 52. — Narwa. S. 58. — S von Narva. S. 60.	
Sandsedimente (meistens postglaziale)	41—59
Logosal. S. 41. — Laulasma. — Fall. S. 42. — Reval. S. 44. — Nömmе-Obersee-Sack. S. 44—45. — Wiems. S. 46. — Krodi. S. 47. — Jeglecht. S. 48. — Kolk-Annenhof. — Palms. — Warrang. S. 50. — Kunda. — Luggenhusen. S. 54. — Kannuka. S. 56. — Narwa-Hungerburg. S. 58—59.	
Molluskenresten	41—53
Testifer. — Packerort. S. 41. — Hirro. S. 46. — Joa. S. 48. — Kunda. S. 53.	
<i>Das Innere von Estland</i>	61
Grundmoräne (Richk)	63—71
Atzalam—Jewe. S. 63. — Wesenberg. S. 66—67. — Katherinen — Wesenberg. S. 68. — Taps-Rennefer. S. 69. — Tamsal. — Lechts. S. 70. — Weissenstein (Drumlins). — Kedenpäh-Lelle. S. 71.	
Glazifluviale Bildungen (nicht Bänderton)	62—71
Illuk-Isak. S. 62. — Uljast. S. 65. — Wesenberg. S. 66. — Pahimäggi. S. 67. — Taps. S. 68. — Meggede. S. 69. — Taps-Borkholm. S. 69—70. — Weggewa. — Charlottenhof. S. 70. — Kautla-Maitsimme. — Odenkatt. S. 71.	
Ton	61—72
Žaraj. — Sirenez. S. 61. — Haljall-Wesenberg. S. 67. — Hermet. S. 72.	
Sand.	62—65
Tiefeland N von Peipus. S. 62. — Sirenez. S. 64. — Nowaja Djerewnja. S. 65.	

	Seite
<i>Das nordwestliche Ingermanland</i>	72
Strandbildungen	74
Koporje. — Peterhof. S. 74.	
Das Devongebiet.	
<i>Das nördliche Livland</i>	75
Glaziale Ackumulationen	77—94
Höhenschwelle N von Fellin. S. 77. — Heimtal. S. 80. — N von Wirtsjärw (Drumlins). S. 82. — Abbia—Moiseküll. S. 83. — W von Wirtsjärw (Drumlins). — Ermes. S. 84. — Drumlinlandschaft N von Dorpat. S. 85. — Odenpäh. S. Assikfer-Vassofer. S. 94.	
Schmelzwassertäler	77—93
Felliner Tal. S. 77. — Abbia Tal. S. 82. — Sazznitz. S. 84. — Embachtal. S. 85—87. — Adlerseetal. — Elwa—Bockenho- fer Tal. S. 89. — Nassija Tal. S. 93.	
Glazifluviale Ablagerungen (nicht Bänderton)	80—81
Fellin-Wirtsjärw. S. 80. — Sineallik. — Laido, Porunner. S. 81.	
Ton	75
Pernau. S. 75.	
Strandbildungen	75—94
Pernau. S. 75. — Ula Gutmannsbach. — Podis. — Quellerstein. S. 76. — W-Ende des Felliner u. Abbiatals. S. 83. — Em- bachtalmündung-Krasnaja Gora. S. 94.	
Molluskenresten	75—76
Pernau. S. 75. — Podis. S. 76.	
<i>Das mittlere und südliche Ingermanland</i>	95
Glaziale Ackumulationen	96—100
Gdow. — Bolschoje Gorodischtsche. — Solischtschina. S. 96. — Sosnowo. — Sapolje. — Wetwennik. S. 97. — Talapsk. S. 98. — Serebrjanka. S. 100.	
Glazifluviale Ablagerungen	97—100
Podborowje. S. 97. — Pirisaar. — Pnewo. S. 98. — Wladimir- skaja Lager. S. 100.	
Schmelzwassertäler	99—100
Pljussa. — Samro. S. 99. — Luga. — Das grosse südingermanl. Tal. S. 100.	
Strandbildungen	99
Tolbiza. S. 98.	
<i>Das mittlere und südliche Livland</i>	101
Glaziale Ackumulationen	102—109
S von Burtnechsee (Drumlins). — Rujen-Stahlenhof. — Ermes. S. 102. — Antzen-Sommerpahlen. — Koiküll-Tai- vola. — Marienburg. S. 104. — Haanhofplateau. S. 104 u. f. — Wenden. S. 109.	

	Seite
Glazifluviale Ablagerungen (nicht Bänderton)	103—105
Walk-Wolmar. S. 103. — Werro. S. 105.	
Schmelzwassertäler	105—109
Rauge. S. 105. — Das Tal der Livl. Aa. S. 107 u. f. — Lemsal. S. 109.	
Ton	103
Stackeln. S. 103.	
<i>Das Dünatal und das östliche Kurland</i>	109
Glaziale Ackumulationen	110—117
Kreslaw. S. 110. — Illukst. S. 111, 116. — Stockmannshof. S. 112. — Römershof. S. 117.	
Glazifluviale Ablagerungen	111—119
Ewstniederung. S. 111. — Friedrichstadt. — Ringmundshof. S. 117. — Ogerkanger. S. 117—118. — Grosskanger. — Der kleine Kanger. — Lakanger. S. 119.	
Schmelzwassertäler	110—112
Drissa-Dünaburg. S. 110. — Illukst. S. 111. — Durchbruch der Düna bei Stockmannshof. S. 112.	
GREWINGKS' Profil bei Kreslaw	110
<i>Die Rigasche Niederung und das mittlere Kurland</i>	120
Glaziale Ackumulationen	125—140
Riga. — Segewold. S. 125. — Mitau. S. 127. — Autz-Linkowo- Muhs. S. 136. — Puscholaty (Drumlins). — Poswol (Drumlins). S. 137. — Bauske. S. 138. — Bohrergeb- nisse. S. 139—140.	
Glazifluviale Ablagerungen (nicht Bänderton)	135—136
Rullekaln. S. 135. — Kruschkaln. — Schagarren. S. 136.	
Strandbildungen	120—125
Dünamünde-Schlock. S. 120. — Ogle-Riga. S. 121. — Sege- wold. — 125.	
Ton	124—140
Riga. S. 124. — Eisupp. S. 127. — Bember. S. 130. — Regio- nale Verbreitung des Bändertons. S. 132. — Tittelmünde. S. 135. — Poswol. — Piwessa. — Ustuki. — Subary. S. 137. — Bohrerergebnisse. S. 139—140.	
Subfossile Pflanzenresten	126—134
Riga. — Olai. S. 126. — Eisupp. S. 127—129. — Bember. S. 131. — Tittelmünde. — S. 133—134.	
Subfossile Molluskenresten	123—124
Majorenhof. — Bullen. S. 123. — Babitsee-Bullen. S. 124.	
<i>Das nördliche und westliche Kurland</i>	140
Glaziale Ackumulationen	146—171
Windau. S. 146. — Durben. — Zabeln (Drumlins). S. 158. — Goldingen-Hasenpot. S. 165. — Hasenpot. S. 166. —	

	Seite
Wirginalen. S. 168. — Prekuln. S. 169. — Dobeln. — Frauenburg. S. 171.	
Glazifluviale Ablagerungen (nicht Bänderton)	147—170
Talsen-Tuckum. S. 147. — Talsen. S. 148. — Tuckum. S. 151.	
Swalen. — Goldingen. S. 162. — Alschwangen. S. 163. — Prekuln. S. 170.	
Schmelzwassertäler	141—171
Sasmacken. S. 141. — Das Abausche Durchruchtal. S. 152 u. f.	
— Das Elisenhofer Tal. S. 154. — Matern-Jatelnhof. S. 163. — Das Grobiner Tal. S. 167. — Das Durbensche Tal. S. 168. — Das Prekulntal. S. 169. — Papensee. — Frauenburg. S. 171.	
Ton	144—147
Das Windausche Tiefland. — Windau. S. 144. — Windau-Ugallen. S. 146. — GREWINGK's Profil von Warwen. S. 147.	
Strandbildungen	141—171
Irben. — Gross-Irben-Angermünde. S. 141. — Spahren. Sapdegen. S. 143. — Pussen. S. 143. — Wandsend. — Keister Zeem. S. 150. — Walgumsee. S. 156. — Eckendorf. S. 157. — Alschwangen. S. 164. — Wirginalen. S. 167. — Papensee. S. 171.	
<i>Die Gouvernements Pskow und Witebsk</i>	<i>172</i>
Glaziale Ackumulationen.	172—181
Pskow. S. 172. — Petschory. — Bolschie Seljtzy. S. 177. — GLINKAS Mitteilungen. S. 178—179. — Reshitza. S. 180. — v. HELMERSENS Mitteilungen. S. 181.	
Glazifluviale Ablagerungen (nicht Bänderton)	173—180
Isborsk. — Gorpjevo. S. 173. — Bolschie Seljtzy. S. 177. — GLINKAS Mitteilungen. S. 179. — Stutschewo. S. 180.	
„Urstromtäler“	174—175
Isborsk. — Station Isborsk. S. 174. — Pimsche. S. 175.	
Ton	178—180
Bystrezowo. S. 178. — Stutschewo. S. 180.	
Subfossile Pflanzenresten.	180
Stutschewo. S. 180.	

Verzeichnis der Illustrationen.

Fig.	Seite
1. Ein Zeichen des Rückwärtsschreitens der Küste: Der verlassene Leuchtturm von Packerort (Baltischport)	40—41
2. Der Glint bei Packerort	„
3. Der Glint bei Leetz, Baltischport-Halbinsel. (Nach v. HELMERSEN)	41
4. Grosse Mengen kristalliner, erratischer Blöcke am Glintfuss, Strandhof	42
5. Revals Umgebungen (Kartenskizze)	44
6. Der Unterlauf des Jaggowalflusses	48—49
7. Der zurückschreitende Wasserfall des Jaggowalflusses bei Joa. Jegleucht	48—49
8. Der Glint bei Alt-Isenhof. (Nach von HELMERSEN)	55
9. Der Glint bei Peuthof, Waiwara	56—57
10. Die Blauberger, Waiwara	56—57
11. Der oberste Stufenfall der Narowa bei Joala, Narwa	58—59
12. Das Cañontal der Narowa unterhalb des Wasserfalls	58—59
13. Die Gegend von Narwa und Jamburg. Bifurkation des Lugafusses	60
14. Ausfluss der Narowa aus dem Peipussee	62
15. Der Wesenberger Äs vom SW gesehen	66—67
16. Der Wesenberger Äs von der Ruine aus nach Süden gesehen	66—67
17. Das Felliner Durchbruchthal	76—77
18. Das Felliner Durchbruchthal (Karte)	79
19. Die Schmelzwassertäler Ostlivlands (Karte)	92
20. Die Raugeschen Seen (Nach M. v. z. MOHLEN)	105
21. Die spätglaziale Terrassenebene an der linken Talseite der Livländischen Aa zwischen Wenden und Lighat	108—109
22. Alte Flussebene der Düna bei Friedrichstadt	116
23. Typisches stratigraphisches Profil der Mitauschen Niederung bei Bember	130
24. Das Glazialpflanzenlager von Tittelmünde (Nach KUPFFER)	135
25. Aufschluss in einem Kameshügel 10 Werst von Tuckum nach Talsen zu	151
26. Das nordkurische Durchbruchthal	152—153
27. Die „marine“ Grenze bei Alschwangen	164
28. Das Grobner Schmelzwassertal	166
29. Das Talsystem von Isborsk	176

Die vorliegende Abhandlung ist zum grössten Teil das Resultat von Einzelbeobachtungen während meiner Reisen in den russischen Ostseeländern in den Sommern 1910, 1911 und 1912. Ich habe mich darauf beschränkt, hier zunächst nur das Beobachtungsmaterial mitzuteilen, indem die Schlussfolgerungen und die Zusammenstellungen einer folgenden Abhandlung vorbehalten sind. Durch eigene Untersuchungen kenne ich indessen kaum mehr als die sogenannten Ostseeprovinzen, d. h. Estland, Livland und Kurland. Um jedoch von den Glazialbildungen Nordwestrusslands eine möglichst vollständige Vorstellung geben zu können, habe ich ausserdem alle Beobachtungen, die in der auf die Grenzgegenden Ostbaltikums bezüglichen quartärgeologischen Litteratur anzutreffen sind, mitberücksichtigt.

Um bei den Exkursionen grosse Strecken in möglichst kurzer Zeit zu bewältigen, habe ich beinahe stets ein Fahrrad mitgebracht, was sich zu den fraglichen Studienzwecken als sehr praktisch erwiesen hat. Hierbei wird natürlich vorausgesetzt, dass es sich um ein Kulturland mit weit verzweigtem Wegenetz handelt. Die Ostseeländer Russlands bieten in dieser Hinsicht ziemlich grosse Vorteile dar, obgleich die Qualität der Wege, besonders bei feuchtem Wetter, viel zu wünschen übrig lässt.

An instrumentaler Ausrüstung habe ich folgende Apparate mitgenommen: Elfvings Spiegel, Aneroid Bohne, Nivellierrohr Tesdorpf, sowie eine Kamera mit Platten 13×18 . Das Nivellierrohr hatte mir Herr Prof. A. PETRELIUS aus der instrumentalen Sammlung der Technischen Hochschule zu Helsingfors gefälligst zur Verfügung gestellt.

Das Kartenmaterial, das ich auf den Exkursionen mitnahm, war von sehr verschiedener Qualität. Während mir von dem grössten Teile Estlands, sowie von ganz Kurland musterhafte Isohypsenkarten im Masstabe 1:84,000, die meine Arbeit natürlich sehr erleichtert haben, zur

Verfügung standen, sind mir über Nordlivland und angrenzende Teile des Petersburger Gouvernements nur Karten mit undeutlichen Terrainbezeichnungen, d. h. die Generalstabskarte im Masstabe 1:126,000 zugänglich gewesen. Von Südlivland sowie von den angrenzenden Teilen des Pskowschen und des Witebskschen Gouvernements konnte ich nicht diese Karte bekommen, sondern nur eine ältere, in Deutschland herausgegebene „Topographische Specialkarte von Mitteleuropa“ deren Terrainbezeichnungen recht unzuverlässig und wenig anwendbar sind. Ihr Masstab ist 1:200,000.

Ich möchte an dieser Stelle meinen besten Dank dem Herrn Generalen A. BONSDORFF, der mir wohlwollend bei der Anschaffung des Kartenmaterials geholfen hat, aussprechen.

Der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg, und besonders dem Herrn Prof. Akademiker T. TSCHERNYSCHÉW bin ich für die mit grösstem Entgegenkommen mir ausgestellten drei Empfehlungsschreiben sehr dankbar.

Mit Geldmitteln bin ich während jener drei Studienreisen von verschiedenen Seiten unterstützt worden. Die erste Reise wurde, auf Veranlassung eines wohlwollenden Vorschlags meines geehrten Lehrers, des Herrn Prof. W. RAMSAY, von der Gesellschaft für die geographische Erforschung Finnlands zum grössten Teil bekostet. Im folgenden Sommer genoss ich eine gleich kräftige geldliche Unterstützung von Seiten der Studentenkorporation „Nyländska Afdelningen“ der Universität Helsingfors. Im zuletzt verflossenen Sommer wurde mir eine grössere Summe aus den Dispositionsmitteln des Kanzlers derselben Universität zur Verfügung gestellt. Für alle diese Geldunterstützungen erlaube ich mir hier meinen tiefempfundenen Dank auszusprechen.

Die beigelegte Karte im Masstabe 1:1,260,000 ist eine Verkleinerung der Grundkarte im Masstabe 1:420,000. (Спеціальная карта европейской Россій. Изд. Воен. Топ. Управл. Генералнаго Штаба).

Für Unterstützung bei der Anfertigung der Karte sowie beim Analysieren von Bodenproben bin ich dem Herrn Dr. BENJ. FROSTERUS Dank schuldig, ebenso dem Herrn Dr. V. HACKMAN für Hülfe bezüglich der deutschen Sprache.

Historischer Rückblick auf die quartärgeologischen Forschungen im Ostbaltikum.

Die wahrscheinlich ersten Nachrichten über die Quartärbildungen Ostbaltikums stammen von MURCHISON, DE VERNEUIL und von KEYSERLING¹⁾, die während einer eiligen Durchfahrtdurch diese Provinzen einige Beobachtungen gemacht haben. In einem besonderen Kapitel „Scandinavian Drift and erratic Blocks in Russia“ finden wir folgende Angaben vom ostbaltischen Gebiet: an der deutschen Grenze in den Niederungen am Njemen fehlen erratische Blöcke gänzlich; weiter NE-wärts aber trifft man höheres sehr steiniges Land an, dann wieder eine Niederung, durch die der Windaukanal führt. Diese Talniederung besteht aus feinem gelben Sand. Auf dem Plateau an der littauisch—kurischen Grenze treten erratische Bildungen wieder reichlich auf. Dann wird die Rigasche Niederung als eine geschiebeleere sandige Gegend erwähnt. Das Moränengebiet Mittellivlands wird auch berücksichtigt, ebenso der grosse Reichtum dieser Gegenden an nordischen Blöcken. Betreffs des silurischen Bereiches wird von dem ganz lokalen Charakter des „Drifts“ gesprochen. Ebenso haben die Forscher die näher der Küste auftretenden blossgelegten Kalksteinoberflächenpartieen beobachtet.

Von einheimischer, baltischer Seite wurde 1858 zum ersten Mal eine Arbeit herausgegeben, worin etwas von den Quartärbildungen gesprochen wird. Dies war zugleich die erste Mitteilung von dem später so berühmt gewordenen baltischen Geologen, FR. SCHMIDT. Dieser war wohl, wie zur Zeit auch die früher genannten ausländischen Forscher, von der LYELL'schen Fluttheorie beeinflusst, jedoch bespricht er nicht ein-

¹⁾ Geology of Russia in Europe. Vol. I. Seite 510. London 1845.

gehender die Entstehungsweise der Diluvialbildungen, sondern teilt nur unmittelbare Beobachtungen mit. (Geröllschichten und -züge, Diluvialschrammen, Strandwälle, grosse erratische Blöcke, subfossile Muschelager, Küstenveränderungen, Torfmoore etc. bilden den Gegenstand seiner Besprechungen).

Im Jahre 1861 erschien das umfassende Werk von Prof. C. GREWINGK, „Geologie von Liv- und Kurland“. Der Quartärformation werden in diesem Buch nicht weniger als 120 Seiten gewidmet. Der Verfasser führt aber grösstenteils sehr umständliche Besprechungen mehr theoretischer Art an, während ein noch unzureichendes Beobachtungsmaterial vorzuliegen scheint. So werden die glazialen Hügellandschaften als Dünenbildungen aufgefasst, obgleich ihr Boden sehr reich an erratischen Geschieben und sonstigem grobem Material ist. Der Verfasser hebt jedoch im Anfang scharf genug hervor, dass „unter den verschiedenen Formationen die quartäre besonders genauer und umfassender Untersuchungen bedarf, um zu sicheren Schlüssen zu gelangen“. GREWINGK nimmt die Existenz eines „grossen Quartärmeers“ an, das ganz Ostbaltikum überflutet habe. Während der nach dem Maximum der Transgression gefolgt Landhebung sei eine Reihe verschiedenster Küstenbildungen entstanden und der Verfasser bemüht sich alle Quartärbildungen als Zeugen früherer Meeresbedeckung zu erklären. Er nimmt an, dass im „Quartärmeer“ kräftige Strömungen stattgefunden hätten, so dass sogar kleinere Geschiebe vom Wasser fortgetragen wurden. Nur für die grösseren erratischen Blöcke nimmt er einen Transport durch schwimmende Eisschollen an. Wie die Entstammungsorte der Geschiebe andeuten, sind diese von Norden her verfrachtet, und GREWINGK nahm auch vorherrschende nord—südliche Strömungen an. Ausserdem hat er eine „Karte zur Kenntnis der Verbreitung silurischer Geschiebe und der quartären Stromrichtungen in Liv-, Kurland und Gouv. Kowno“ seiner Arbeit beigefügt. Die Stömungsrichtungen waren nach dieser Karte hauptsächlich N—S mit Ablenkung nach SW, besonders in den westlicheren Gegenden. Sie entsprechen ziemlich genau dem Verlauf der Westgrenzen der Verbreitungsgebiete südfinnischer Leitge-

schiebe, die ich ¹⁾ in denselben Gegenden verfolgt habe, obwohl die Übereinstimmung jedoch als etwas zufällig betrachtet werden muss. Die Schilderungen GREWINGKS über die quartärgeologischen Verhältnisse der Küsten und des Binnenlandes bieten manche wertvolle Angaben dar.

Von 1865 ist FR. SCHMIDTS „Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel“ zu erwähnen. Hier finden wir Angaben über die „Grandrücken“ Estlands; und ist deren Verbreitung auf einer beigelegten Karte veranschaulicht. SCHMIDT sieht aber keinen Unterschied zwischen Åsar (diesen Namen hat er acceptiert) und Strandwällen und meint, alle diese Rücken seien littorale Bildungen. Weitere Angaben beziehen sich auf das Vorkommen erraticer Blöcke, den „Richk“ (Moräne) und die Schrammen. Zur Erklärung dieser wird eine Theorie angewandt, die als eine Kombination der Gletscher- und Drifttheorie angesehen werden kann.

Im Jahre 1869 veröffentlichte G. VON HELMERSEN ein ziemlich umfassendes Werk: „Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands“. Die Theorie der Vergletscherung Nordeuropas (TORELL) war bekanntlich zu dieser Zeit noch nicht vorgelegt, und VON HELMERSEN führte seine Untersuchungen von dem KJERULFS'SCHEN Gesichtspunkt aus. Er hatte genaue Beobachtungen über „die Grösse und Gestalt der Wanderblöcke“, „die verschiedene Art des Vorkommens“ und von „der absoluten und relativen Höhe, in welcher die Wanderblöcke vorkommen“ angestellt. Ferner widmete er viel Aufmerksamkeit den Schrammen (vorwiegend im Urgebirgsterritorium Finnlands und russisch Kareliens). Betreffs der Erklärung des erraticen Phänomens schloss er sich den Ansichten KJERULFS an und betonte, dass die SEFSTRÖM'SCHE Rollsteinflut nicht ausreiche den Transport der riesigen Wanderblöcke zu erklären. Gletscher sowie schwimmende Eisflotten hätten nach ihm eine grosse Rolle gespielt. Der Transport in Russland sollte vermittelst Eisflotten vorsichgegangen sein. Obwohl v. HELMERSENS sehr detaillierte Beobachtungen der Wanderblöcke den Glazialgeologen der Jetztzeit ziemlich wenig Wertvolles darbieten, sind

¹⁾ *H. Hausen*, Studien über die Ausbreitung der südfinnischen Leitblöcke in Russland etc. Vorl. Mitteilung. Bull. Comm. Geol. de Finlande N:o 32 u. Fennia 32,3.

jedoch seine Darstellungen reichlich mit Nachrichten über quartärgeologische Verhältnisse anderer Art versehen. Bezüglich der Ostseeprovinzen findet man mehrere Angaben. Gleichzeitig werden von FR. SCHMIDT in einem besonderen Kapitel „Notiz über neuere Untersuchungen im Gebiete der Glacial- und Postglacialformation in Estland und Schweden“ vorwiegend Vorkommnisse von Strandwällen und Mollusken im westlichen Estland sowie das Auftreten des „Richks“ berührt. Er äussert sich bezüglich des letzteren gegen Prof. C. SCHMIDT polemisch und meint, dass die Behauptung von C. SCHMIDT, der Richk müsse wegen seiner gleichen chemischen Zusammensetzung, wie die des Untergrundes, als mechanischer Verwitterungsschutt „in Situ“ angesehen werden, irreführend sei, und dass der Richk wohl am besten *als localer Glacialboden aufzufassen sei*. Hierbei stellt sich FR. SCHMIDT noch abwartend gegenüber der Frage der Entstehung des Richks, hebt aber die grosse Übereinstimmung dieses mit dem Krossteingrus Schwedens hervor. Zuletzt äussert sich FR. SCHMIDT: „Von den zu erwartenden grösseren Publikationen O. TORELL's hoffen wir Aufklärung über manche dieser Verhältnisse“. Von SCHMIDT's übrigen in dieser Schrift vorgelegten Beobachtungen sei noch besonders das Auffinden einer *Ancylus*-Uferfauna in den alten Strandwällen des westlichen Estlands zu erwähnen. Wohl zieht SCHMIDT die weitgehenden Folgerungen nicht aus dieser Tatsache, sondern geschah dies bekanntlich erst 1887 durch H. MUNTHE¹⁾ in Veranlassung ähnlicher Funde auf Gotland. Nach ihm soll ja das baltische Meer einst ein Süsswasserbecken gewesen sein.

Hiernach ist ein 1875 in Dorpat gehaltener Vortrag von J. S. LUDWIGS, „Kurze Zusammenstellung der geologischen Verhältnisse und des Verlaufs der quartären Diluvial-Schichten in den Ostseeprovinzen Russlands“, zu erwähnen. Der Verfasser scheint mit vorausgefassten theoretischen Vorstellungen (besonders denen von LYELL und MORLOT) die Untersuchungen durchgeführt zu haben und ist hierdurch wohl zu vielseitigen, aber jedoch schwach begründeten und sehr generalisierten Schlussfolgerungen gekommen. Vor allem ist sein Schema der „Dilu-

¹⁾ H. MUNTHE, Om postglaciala aflagringar med *Ancylus fluviatilis* på Gotland. Öfersikt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar. Stockholm. 1887.

cial-Schichten“, neun Etagen umfassend, sehr wenig überzeugend, besonders weil LUDWIGS stratigraphische Daten nur spärlich anführt. Obwohl LUDWIGS versichert, dass „durch locale Veranlassungen hie und da die eine oder andere Schicht sich zeitweilig auch auskeilt, in weiterem Fortgange sich aber bald wieder einfindet“, kann ich auf Grundlage der vorhandenen übrigen quartärgeologischen Litteratur dieser Gegenden sowie durch eigene Beobachtungen hierin nicht beistimmen; es dürfte wohl am besten sein sich sehr skeptisch gegen jede Verallgemeinerung der quartärstratigraphischen Verhältnisse zu stellen.

In den „Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands“ giebt GREWINGK (1879) nochmals eine umfassende Zusammenstellung der quartärgeologischen Formation der Ostseeprovinzen. In dieser Schrift bewegt sich der Verfasser häufig auf theoretischem Boden und wertvolle Angaben unmittelbarer Beobachtungen sind hier nicht allzu zahlreich. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen Dorpats werden jedoch ausführlicher behandelt. Ebenso ist viel Aufmerksamkeit den Schrammen gewidmet, hier aber mangelt es sehr an Angaben über ihre Streichrichtungen. Die Darlegungen werden übrigens von der schon zur Herrschaft gelangten Gletschertheorie (TORELL) beeinflusst.

Im Jahr 1882 erschien das verdienstvolle Werk GREWINGKs: „Geologie und Archaeologie des Mergellagers von Kunda in Estland“. Der Hauptteil der Schrift wird freilich dem Vorkommen prähistorischer Überreste gewidmet, aber es werden auch mehrere Angaben über die Tektonik und Quartärgeologie der Gegend angeführt.

Im demselben Jahre veröffentlichte G. VON HELMERSEN den zweiten Teil seiner Arbeit: „Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands“. In diesem Abschnitt werden ausser den Wanderblöcken, auch die übrigen quartärgeologischen Verhältnisse, besonders diejenigen Estlands, ausführlicher behandelt. So giebt v. HELMERSEN Lokalbeschreibungen von den Inseln Ösel, Moon und Dago, sowie von mehreren Gegenden des estländischen Festlands (Baltischport, Sillamäggi, Waiwara, Wesenberg etc.). VON HELMERSEN schliesst sich noch nicht dem TORELL'SCHEN—KRAPOTKIN'SCHEN Standpunkt des Glazialpro-

blems an, sondern meint, dass bei der Entstehung der Quartärbildungen sowohl Gletscher als Eisflotten und ausserdem noch ein grosser Denudationsprozess während einer spätglazialen mächtigen Transgression des Meeres teilgenommen hätten.

Neuere Untersuchungen hat FR. SCHMIDT wiederholt in den Bulletins der geol. Kommitté in St. Petersburg in russischer Sprache veröffentlicht. Eine für westerländisches Publikum beabsichtigte Darstellung ist in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1884 erschienen. („Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und postglacialen Bildungen im Silurischen Gebiet von Estland, Oesel und Ingermanland“). Die in seinen früheren Schriften geäusserten Ansichten, besonders betreffs der „Grandrücken“ Estlands, die er als alte Strandwälle auffasste, nimmt er jetzt zurück. Sonst beschreibt er die glazialen Bodenarten Richk und Geschiebelehm, ebenso wie die Åsar, deren Entstehung Fältelungen der Grundmoräne sowie Gletscherwasser zuzuschreiben wären. Eine scharfe Grenze giebt es nach SCHMIDT (und KRAPOTKIN) nicht zwischen „Crossåsar“ und „Rullstensåsar“. Wertvolle Angaben finden wir über das Vorkommen des Bändertons in den Küstengegenden, sowie von der ehemaligen Ausbreitung der Süsswasserbecken im inneren Estland. Diese stehen mit Strandwällen, die eine *Ancylus*fauna führen, im Zusammenhang. Von einer spätglazialen Landsenkung spricht SCHMIDT etwas Bestimmtes nicht aus, ¹⁾ wohl aber vom höchsten Vorkommen der Spuren mariner Einwirkung. Die postglaziale Meeresablagerung mit Ostseemollusken scheidet er jedoch streng von den *Ancylus*-Strandbildungen ab. Auch hat er den Betrag der postglazialen Transgression (*Litorinasenkung*) vom westlichen Estland angedeutet. Die rezenten Bildungen werden schliesslich kurz behandelt.

Im Jahre 1883 hatte Dr. GERHARD HOLM aus Upsala eine Reise unter Begleitung von FR. SCHMIDT nach den Ostseeprovinzen unternommen. Obwohl der Hauptzweck dieser Studienreise eine nähere Untersuchung

¹⁾ Im Zusammenhang mit der Erwähnung des Vorkommens vom Bänderton, vermutet jedoch SCHMIDT, dass dieser in demselben arktischen Meeresbecken wie der schwedische Bänderton gebildet sein könnte.

der stratigraphisch-paläontologischen Verhältnisse des Felsengerüstes war, wurden auch die Quartärbildungen den Beobachtungen unterzogen. HOLM spricht in seinem Reisebericht ziemlich ausführlich über die Moräne Estlands, wobei er besonders hervorhebt, dass der Ricks beinahe ganz dominierend ist und dass Geschiebemergel im Gegensatz zu SCHMIDT's früherer Behauptung sehr spärlich auftritt. Über die Åsar liefert HOLM viele Angaben, sowohl betreffs der inneren Struktur, als in Anbetracht der Oberflächengestaltung. Von den Tonvorkommnissen Estlands erwähnt HOLM die im Binnenlande auftretenden in flachen Becken liegenden Ablagerungen, die zum Teil gebändert und ganz leer von organischen Resten sind. Betreffs des Bändertons der Küstengegenden weist HOLM die völlige Identität mit der schwedischen „Hvarfvig lera“ auf. Die postglazialen Strandbildungen werden von HOLM kurz behandelt und auf die Frage über die binnenländischen Strandwälle mit *Ancylus*-fauna, wovon SCHMIDT früher mehrmals gesprochen hatte, geht er nicht näher ein. Die Angabe HOLMS, dass am Fusse des Glints postglazialer gelagerter Sand mit grosser Mächtigkeit auftritt (was besonders in den tiefen Bachravinen studiert werden kann) ist dadurch erwähnenswert, dass sie früher meines Wissens nicht in der Litteratur erschien ist.

In den Jahren 1887 und 1890 veröffentlichte FR. SCHMIDT Nachrichten über die quartärgeologischen Verhältnisse Estlands und Livlands, u. a. die Aufschlüsse der Bahnlinie Pskow—Riga entlang. Im Bulletin des geologischen Kommité in St. Petersburg für das Jahr 1887 teilt SCHMIDT einige interessante Umstände mit. So soll mitten in Livland bei Stackeln Bänderton vorkommen.

Im Sommer 1891 unternahm Prof. A. G. NATHORST aus Stockholm eine längere Forschungsreise durch die die Ostsee umgebenden Länder, um das ev. Vorkommen arktischer Pflanzenreste in den frühpostglazialen Ablagerungen zu studieren. Während der Fahrt durch die Ostseeprovinzen Russlands wurde NATHORST von FR. SCHMIDT begleitet. Die Fundstellen arktischer Pflanzenreste in diesen Gegenden waren: Kunda (N Estland), Samhof, Kinzli (S von Dorpat), Kallama Wieratz (Felliner Gegend), Stutschewo (Reshitza Gegend). Die grosse

Bedeutung dieser Funde für die Kenntnis der Entwicklung dieser Gegenden in der postglazialen Zeit ist ohne Weiteres einzusehen.

Im Jahre 1892 veröffentlichte E. v. TOLL Ergebnisse seiner Untersuchungen in Kurland und Gouv. Kowno, die sich teils auf den devonischen Untergrund, teils auch auf die Quartärbildungen beziehen. Zwei Jahre später wurden sehr wichtige Beiträge zur postglazialen Geologie der Ostseeprovinzen in G. DE GEERS „Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken“ geliefert. DE GEER hat in Begleitung von FR. SCHMIDT die Küstengegenden Estlands bereist und dabei die postglazialen marinen Strandbildungen sowie die des Ancylussees näher untersucht. Ferner hat DE GEER mit Leitung hypsometrischer Karten den Verlauf der marinen Grenze in Kurland näher festgestellt.

B. DOSS lieferte seinen ersten Beitrag zur Kenntnis der Quartärbildungen im Ostbaltikum im Jahre 1895 mit einer Untersuchung über „die geologische Natur der Kanger im Rigaschen Kreise“. DOSS hat sehr detaillierte Studien über einige Åsbildungen in den ferneren Umgebungen Rigas ausgeführt. Seine Erklärungsversuche der Entstehung und Ablagerungsrichtung dieser Åsrücken sind auch sehr ausführlich.

In den darauf folgenden Jahren hat B. DOSS wiederholt neue Nachrichten über das Quartär Livlands geliefert. Die wichtigsten dieser Mitteilungen sind: Gutachten über das Projekt einer Grundwasserversorgung der Stadt Dorpat (1906), die geologischen Aufschlüsse der Brunnenbohrungen in Pernau (1907), dergleichen in Windau (1908) sowie über das Vorkommen einer Endmoräne etc. im nördlichen Lithauen (1910).

E. v. TOLL lieferte 1898 in seiner Arbeit „Geologische Forschungen im Gebiete der Kurländischen Aa“ mehrere Nachrichten sowohl über den devonischen Felsuntergrund als über die Quartärbildungen dieser Gegend. Dieser Verf. hatte Geschiebestudien gemacht und mehrere Åsar näher untersucht. Er stellt eine Theorie über die Entstehung der Åsar auf, die sehr mit der bekannten DE GEER'schen übereinstimmt, und äussert sich polemisch gegen DOSS bezüglich der Frage über die Entstehung der „Kanger“. Auch erwähnt er den Bänderton der Mitauschen Niederung ebenso wie das interessante Vorkommen

arktischer Pflazenreste im Sande von Tittelmünde (unweit Mitau). Schliesslich teilt er wertvolle Bohrprofile mit.

1911 gaben E. v. WAHL und K. R. KUPFFER in dem Werke „Baltische Landeskunde“ (herausgeg. von K. R. KUPFFER) eine zusammenfassende Darstellung aller Kenntnisse der Quartärbildungen Ostbaltikums.

In dem folgenden Jahre veröffentlichte ich eine vorläufige Mitteilung über meine Geschiebestudien in den Ostseeprovinzen und in den naheliegenden Gouvernements. Ich beabsichtige diese Untersuchungen noch weiter nach Russland hinein auszuführen.

Der jüngst erschienene quartärgeologische Beitrag ist in einer Schrift von L. VON ZUR MÜHLEN über den geologischen Aufbau Dorpats und seiner nächsten Umgebung, zu finden. Hier werden die Glazialbildungen besonders ausführlich besprochen. Der Verfasser erörtert auch die Entstehungsweise des Dorpater Durchbruchstaes (in dem der Embach gegenwärtig fliesst). Er nimmt eine grosse Anschwellung der Wassermenge des Wirtsjärws während der Abschmelzzeit an und fasst den Dorpater Durchbruch als eine Abzapfungsrinne beim höchsten Stande dieses Sees auf.

Verzeichnis der quartärgeologischen Litteratur des Ostbaltikums.

- BERENDT, G., 1870. Ein geologischer Ausflug in die russischen Nachbargouvernements. Schr. d. phys. ökonom. Gesellsch. in Königsberg. Jahrg. X.
- DE GEER, G., 1894. Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken. Geol. Fören. i Stockholm Förhandlingar. Bd. XVI. Heft. 6.
- , 1896. Skandinavien's geografiska utveckling efter istiden. Stockholm.
- Doss, B., 1895 a. Die geologische Natur der Kanger im Rigaschen Kreise etc. Festschrift d. Naturforscherverein zu Riga.
- , 1895 b. Über die Åsar von St. Matthiä in Livland. Korr. Bl. d. Naturforscherver. zu Riga. XXXVIII.
- , 1895 c. Zur Geologie der Jungfernhofschen Seen. Ebenda.
- , 1896 a. Über das Vorkommen von Drumlins in Livland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XLVIII.
- , 1896 b. Über einige Besonderheiten bei Dünen aus Rigas weiterer Umgebung. Korr. Blatt d. Naturforscherver. zu Riga XXXIX.
- , 1896 c. Zur Kenntnis der lebenden und subfossilen Molluskenfauna der Umgebung Rigas. Ebenda.
- , 1898. Die postglaziale Hebung des Rigaer Strandes etc. Bd. XL.
- , 1903. Orographische und geologische Verhältnisse des Bodens von Riga. „Riga und seine Bauten“.
- , 1906. Gutachten über das Projekt einer Grundwasserversorgung der Stadt Dorpat. Riga.
- , 1907. Die geologischen Aufschlüsse einer grösseren Anzahl artesischer Brunnenbohrungen in Pernau und Umgegend. Korr. Blatt d. Naturf. ver. zu Riga L.
- , 1908. Über die geologischen Aufschlüsse einiger Tiefbohrungen in Windau. Ebenda LI.

- Doss, B., 1910. Über das Vorkommen einer Endmoräne sowie von Drumlins Åsar und Bänderton im nördl. Lithauen. Centr. Blatt für Mineralogie, etc. N:o 22.
- GREWINGK, C., 1861. Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. Arch. d. Naturkunde etc. Ser. I. Bd. Dorpat.
- , 1878. Neue geognostische Karte von Liv-, Est- und Kurland. Sitzungsber. d. Naturf. Ges. Dorpat. Bd V.
- , 1879. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geogn. Karte von Liv-, Est- und Kurland. Dorpater Arch. f. Naturkunde. Ser. I. Bd VIII.
- , 1882. Geologie und Archäologie des Mergellagers von Kunda in Estland. Arch. f. die Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands. Ser. I. Bd IX. Dorpat.
- , 1883. Verbreitung altquartärer Geschiebe und klastischer Gebilde überhaupt. Sitzungsber. d. Dorp. Nat. forscher Ges. Bd VI.
- HAUSEN, H., 1912. Studien über die Ausbreitung der südfinnischen Leitblöcke in Russland nebst einer Übersicht der letzten Eisrezession in Ostbaltikum. Vorläufige Mitteilung (Schwedisch mit deutsch. Ref.). Bull. Com. Géol. de Finlande. N:o 32. — Fennia 32, n:o 3.
- HELMERSEN, G. v., 1856. Über das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres, etc. Bull. d. I. Cl. Phys. Mat. de l'Acad. Imp. d. Sciences de St. Pétersbourg XIV.
- , 1869. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences. VII Ser. Tome XIV. 7.
- , 1882. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. Mém. Ac. Imp. d. Sc. de St. Pétersbg. XXX N:o 5. II Teil.
- HOLM, GERH., 1886. Bericht über geologische Reisen in Estland, Nordlivland und im St. Petersburg Gouvernement in den Jahren 1883—84. Записки Минералог. Общества. С. П.-бгъ. XXII.
- KUPFFER, K. R., 1897. Die nacheiszeitliche Entwicklung der Ostseeländer. Korr. Bl. d. Naturforscherver. zu Riga. Bd. L.
- , 1903. Das Glazialpflanzenlager von Tittelmünde. Korr. Blatt des Naturforscherver. zu Riga. XLVI.
- LUDWIGS, J. G., 1878 a. Über baltische Quartärbildungen. Sitzungsber. d. Naturf. Ges. zu Dorpat. Bd IV.

- LUDWIGS, J. G., 1878 b. Kurze Darstellung der Bildungsweise, Merkmale und des Vorkommens der quartären Alluvialgebilde in den Ostseeprovinzen Russlands. Ebenda.
- MICKWITZ, A., 1897. Stratigraphie und Topographie des Finnischen Meerbusens. Bull. Acad. imp. des Sciences. St. Pétersbourg.
- , —, 1899. Bericht über die Erforschung des Obersees im Jahre 1898 im Auftrag der Revaler Gas- und Wasserkommission. Reval. (russisch.)
- MILTHERS, V., 1909. Scandinavian Indicator-Boulders in the quaternary Deposits. Danmarks Geol. Undersøgelse. II Række. 23.
- VON ZUR MÜHLEN, L., 1909. Der Soiz-see, seine Entstehung und heutige Ausbildung. Sitzungsber. d. Naturforscherges. bei der Universität Jurjew (Dorpat). Bd XVIII.
- , —, 1912. Der geologische Aufbau Dorpats und seiner nächsten Umgebung. Bd XXI.
- VON ZUR MÜHLEN, M., 1908. Die Raugeschen Seen. Ebenda Bd XVII.
- MURCHISON, VERNEUIL AND KEYSERLING, 1845. The Geology of Russia in Europe. London. Vol. I.
- NATHORST, A. G., 1891. Den arktiska florans forna utbredning i länderna öster och söder om Östersjön. Ymer. (Stockholm).
- , —, 1892. Ueber den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. Vetenskapsakademiens Bihang Bd XVII. N:o 3. (Stockholm).
- RAMSAY, W., 1911. Carte bathymétrique du Golfe de Finlande et du lac Ladoga. Atlas de Finlande 1910, n:o 11.
- SCHMIDT, FR., 1861. Beiträge zur Kenntniss der erratischen Periode und der gegenwärtigen Bildungen im silurischen Gebiet etc. Arch. f. Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands. Ser. I. Bd 2. Dorpat.
- , —, 1865. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel. Bull. Acad. d. Sciences, Tome VIII.
- , —, 1869. Notiz über neuere Untersuchungen im Gebiete der Glacial- und Postglacialformation in Estland und Schweden. Ebenda.
- , —, 1879. Обь образованій и теченій рѣкъ въ Эстландіи. Трудн. С. П.-б.го Общ. ест. X. 4.
- , —, 1882. Предварительный отчетъ объ изслѣдованіяхъ, произведенныхъ лѣтомъ 1882 г. по поруженію Геол. Комитета.

- SCHMIDT, FR., 1884 a. Einige Mittheilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und postglacialen Bildungen im Silurischen Gebiet von Ehstland, Oesel und Ingermanland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd XXXVI.
- „—, 1884 b. Предварительный отчетъ объ изслѣдованіяхъ, произведенныхъ лѣтомъ 1883 г. Изв. Геолог. Комитета.
- „—, 1884 c. (Шмидтъ Ф.) Предварительный отчетъ объ изслѣдованіяхъ, произв. лѣтомъ 1884 г. Изв. Геол. Ком.
- „—, 1885 a. Ueber Dreikanter im Diluvium bei Reval. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Bd II.
- „—, 1885 b. Nachträgliche Mittheilung über die Glacial- und postglacialen Bildungen in Estland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVII.
- „—, 1885 c. Blicke auf die Geologie von Estland und Ösel. Baltische Monatschrift.
- „—, 1887 a. Краткое обзорѣніе результатовъ Геологическихъ экскурсій, произведенныхъ лѣтомъ 1887 г. въ Эстляндской и Лифляндской губ. Изв. Геол. Комитета.
- „—, 1887 b. Vorläufiger Bericht über die im Auftrage des Geologischen Kom. ausgeführten Untersuchungen längs der Eisenbahnlinie Pskow—Riga. Bull. Com. Géol. de St. Pétersbourg.
- „—, 1890. Предварительный отчетъ о геологическихъ изслѣдованіяхъ 1889 г. Изв. Геолог. Комитета.
- „—, 1894. О результатахъ геологическихъ экскурсій лѣтомъ 1893 г. въ Эстляндской губ. и на островѣ Эзелѣ. Изв. геолог. Комитета.
- „—, 1897. Excursion durch Estland. Guide des Excursions du VII Congrès geologique international. N:o 12.
- „— 1902. Предварительный отчетъ о геологическихъ изслѣдованіяхъ по линіи узкоколейной ж. д. отъ Ревеля до г. Феллина. Изв. Геол. Ком. XXI.
- SCHWEDER, G., 1906. Der Rentierfund bei Olai und andere baltische Cervidenfunde. Korr. Blatt des Naturforscherver. zu Riga II.
- SENNF, TH., 1879. Chemische Untersuchungen altquartärer Geschiebelehm-Bildungen des Ostbalticums. Arch. für Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands. Ser. I. Bd VIII.
- TOLL, E., v. 1892. (Толь, Э.) Предварительный отчетъ объ изслѣдованіяхъ въ Курляндской и Ковенской губ. Изв. Геол. Ком.

- TOLL, E., v. 1898 a. Отчетъ о состояній и дѣятельности Геологическаго Комитета за 1898 г. Изв. Геол. Ком. XVIII 1899.
- „—, 1898 b. Geologische Forschungen im Gebiete der Kurländischen a. Sitzungsber. d. Naturforscher-Ges. zu Dorpat. XII.
- WANL, E. VON, 1897 a. Die Pahle. Baltische Wochenschrift für Landeswissenschaft.
- „—, 1907 b. Einiges über die Ackerböden der Landschaft Oberpahlen auf Grundlage der Bonitierungsarbeiten und an der Hand einer Spezialkarte. Baltische Wochenschrift für Landeswissenschaft. 1907. N:o 17.
- „— 1911. und K. R. KUPFFER. Das Quartär (Abschnitt 9) Baltische Landeskunde, herausgegeben von K. R. Kupffer. Riga.

Wie aus den Rubriken weiter unten ersichtlich ist, habe ich das Material in zwei Teile, zwei geographisch-geologisch verschiedene Regionen, nämlich das *Silurgebiet* und das *Devongebiet* umfassend, eingeteilt. Das erste Gebiet ist mit ganz Estland einschliesslich des nördlichsten Ingermanlands und Livlands identisch. Das zweite umfasst alles übrige von mir untersuchte Land, also das ganze übrige Livland, ganz Kurland, den grössten Teil von Ingermanland (St. Petersburger Gouvernement) sowie Teile des Pskowschen und Witebskschen Gouvernements.

Der Grund, warum ich die Beobachtungen im Silurgebiet für sich abgesondert habe, liegt nahe. Der Silurkalkstein, der ganz Estland aufbaut, hat durch seine petrographische Einförmigkeit, den Quartärbildungen — die zum grössten Teil ja Detritus des Untergrundes sind, ein sehr gleichmässiges Gepräge verliehen. So sieht der Krosssteingrus (einheimisch „Richk“ genannt) in allen Teilen des Silurgebietes ziemlich gleich aus, die glazifluvialen Bildungen zeigen auch unter sich sehr geringe Variationen etc. Dagegen möchte es etwas unberechtigt scheinen, das ganze übrige Material zu einer „devonischen Region“ überzuführen. Die verschiedenen Glieder, der alte rote Sandstein und der mitteldevonische Kalkstein sind doch von so ganz verschiedenen petrographischen Charakter, dass ein Zusammenschlagen ganz unberechtigt erscheint. Dazu kommt noch, dass, wie bekanntlich, in Kurland ein Gebiet mit ganz anderen geologischen Formationen auftritt. Diese Verschiedenheiten des Untergrundes kommen auch an GREWINGKS¹⁾ quartär-geologischer Übersichtskarte in verschiedenen Farbenangaben der Quartärdecke über resp. Formationsabteilungen zum Ausdruck. Bei genauerem Studium des ganzen Gebietes bemerkt man jedoch, dass die Quartärhülle überall eine äusserst

¹⁾ C. GREWINGK. Geologie Liv- und Kurlands. St. Petersburg, 1860.

einfrörmige Zusammensetzung aufweist. Der quantitativ wichtigste Bestandteil der Quartärackumulationen ist der rote, rotbraune oder braune, sehr steinarme Geschiebemergel, und er repräsentiert die typische Bodenmoräne dieser Gegenden. Er ist der Hauptstoff, aus dem alle anderen glazifluvialen und fluviatilen, sowie litoralen Bildungen durch Verarbeitung durch die zugehörigen geologischen Agenzien hervorgegangen sind. Zwar ist der Geschiebemergel im Bereiche des mitteldevonischen Kalksteins, zum Beispiel im südlichen Livland, steinreicher als weiter nördlich, wo der lockere Sandstein herrscht, aber die Verschiedenheiten sind nicht von wesentlicher Bedeutung. Die Ursache, dass der rote Mergelsand in der Moräne quantitativ eine so hervortretende Rolle spielt, liegt darin, dass der Sandstein eine tiefgehende Zerstörung durch den Landeis erlitten hat, wodurch unerhörte Massen von Detritussand nach Süden verschleppt und überall ausgebreitet worden sind. Der Mergelcharakter wird durch Einmischung von Kalksteindetritus und kambrischem Ton erklärt. Die mitgeschleppte Masse von rotem Detritussand (-mergel) war so gross, dass weiter südlich, im Bereiche des devonischen Kalksteins, eventuell vom Untergrunde aufgewühlte Gesteinstrümmen (aus Kalkstein) in der Sandstein-detritusmasse beinahe ganz verschwinden. Man ist sonach nicht berechtigt von lokaler Moräne des devonischen Kalksteingebietes zu sprechen. Der rote Teppich des Moränenmergels verhüllt die petrographisch sehr abweichenden Glieder des Felsengerüstes aller dieser Gegenden.

Das Silurgebiet.

Dagö.

Auf der niedrigen Kalksteinplatte, welche die Insel aufbaut, liegen die losen Bodenarten als eine im allgemeinen wenig mächtige Schicht. Indessen tritt der Gesteinsboden nur an wenigen Punkten zu Tage, und es mögen die Lücken des quartären Bodens hierbei durch spätere Abrasion bedingt sein. Eine sonderbare Ausnahme bezüglich des Charakters der Quartärbildungen macht nicht nur topographisch, sondern auch genetisch die E—W orientierte Halbinsel Dagerort oder Köppo.

Die Gelände zwischen Helterma und Grossenhof auf der Ostseite der Insel bestehen aus „Richk“ (Krossteingrus), der indessen von den Brandungen vorzeitig meistens kräftig ausgewaschen und in eine grosse Anzahl von Strandwällen aufgetürmt worden ist. Die Steine haben dabei ihre ursprünglichen kantigen Formen bewahrt und zeigen sich niemals abgerundet. Nur die feineren Bestandteile des „Richks“ sind weggeführt worden. Kristalline Gesteine sind unter diesen Kalksteinsplittern sehr selten. Die Wälle liegen auf niedrigem Gelände.

Bei der Kirche Pyhälep, sowie auf dem Wege von da nach dem Pfarrgut und dicht bei diesem befinden sich entblösste Kalksteinfelsen, die Schrammen zeigen. Sie wurden schon von SCHRENK¹⁾ beobachtet. Bei der Kirche laufen sie von N nach S (stärker ausgebildet) und von NNE nach SSW. Beim Pastorat gehen die stärksten NE—SW, andere von ENE nach WSW. Auf der an der Südseite Dagös gelegenen Insel Kassar kommen auch nach Angabe von v. EICHWALD²⁾ Schrammen mit denselben Richtungen vor.

¹⁾ A. SCHRENK, Übersicht des ob. silur. Schichtensystems Livl. und Estlands. I Teil. Dorpat 1852. S. 98.

²⁾ E. v. EICHWALD, Die Urwelt Russlands etc. 24 Heft. St. P. bg 1840.

Nach Angaben von v. EICHWALD¹⁾ und v. SCHRENK²⁾ kommt auf Dagö und insbesondere in der Gegend von Grossenhof ein grauer plastischer Ton vor, der auf dem Kalksteingrund lagert. Er wird von Sand bedeckt. Dieser führt reichlich Ostseemolluskenschalen, unter ihnen bei Pyhälepp auch *Litorina rudis* Mont.

Zwischen Grossenhof und Paltsi ist das Terrain niedrig und ziemlich feucht. Näher bei Grossenhof treten ausgedehnte Haine auf, deren Boden aus einem feinen grauen Sand besteht, der ziemlich fruchtbar zu sein scheint. 12 Werst von Helterma nach Paltsi hin befindet sich an der Landstrasse eine Ziegelei mit Abbau in einer naheliegenden Tonniederung. Der Ton ist grau, plastisch und undentlich geschichtet. Er wird nicht von Sand überlagert.

Von Pardas nach Kertel geht die Landstrasse auf einem recht hohen Niveau. Der Boden besteht hier überall aus Strandgrus, der in hübschen Strandwällen umgeformt ist. Besonders in der Nähe der Kapelle Palloküll sind die Wälle sehr markiert und regelmässig ausgebildet. Das Material ist beinahe ausschliesslich dem silurischen Untergrund entnommen. Die Steine sind, ebenso wie in der Nähe von Helterma, schlecht abgerundet. Nach Doss³⁾ kommen in der Nähe der erwähnten Kapelle 70 Fuss ü. d. M. im Strandgrus Molluskenschalen vor, unter denen sich folgende Arten finden:

Cardium edule

Neritina fluviatilis

Tellina baltica

Paludina impura

Mya arenaria (?)⁴⁾

dazu noch

Mytilus edulis

*Litorina rudis*⁵⁾.

¹⁾ E. v. EICHWALD, Moskauer Bulletin 1852 N:o 2.

²⁾ A. SCHRENK, Übersicht des ob. silurischen Schichtensystems Liv- und Estlands. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- und Kurlands. Bd. I. Dorpat 1854. S. 96.

³⁾ B. Doss, Die geologischen Aufschlüsse einer grösseren Anzahl art. Brunnenbohr. in Pernau und Umgegend. Korr. bl. d. Naturf. Ver. zu Riga. Bd. I 1907.

⁴⁾ Offenbar eine irrtümliche Angabe.

⁵⁾ Eine Angabe des Vorkommens dieser Art findet sich in SCHRENK, Uebersicht d. ob. silurischen Schichtensystems Livl. und Estlands. I Teil. Dorpat 1852.

Die Strandwälle streichen alle hier NW—SE, auf der Abdachung näher bei Kertel aber c. N—S. Der Kern des ganzen Höhenzugs besteht aus silurischem Kalkstein. Der Boden ist hier durch die kräftige einstige Einwirkung der Meeresbrandung steril und kann nicht bebaut werden.

Wenn man von Kertel nach Roeiks fährt, bemerkt man meistens nur Sand, quarzreichen lichtgelben Heidesand, an der Oberfläche etwas podsoliert. Strandwälle treten hie und da auf. Näher bei Roeiks verändert sich der Boden, und Ton stellt sich ein. Dieser ist grau und von plastischer Konsistenz. Eine Schichtung ist besonderes in trockenem Zustand gut wahrnehmbar. Die Umgebungen von Roeiks sind flach und steinig, Ton tritt aber auch hier stellenweise auf. Etwas landeinwärts kommt Hainboden mit feinem grauem Sand, wie bei Grossenhof vor. In kleineren Senken wurde auch Bänderton wahrgenommen.

Der flache Küstenlandstrich zwischen Hohenholm und Dagerort-Halbinsel ist sandig mit Dünen am Strande.

Die Dagerort-Halbinsel ist wahrscheinlich eine aus Moräne, Sand und Grand bestehende Ackumulationsbildung. Wohl begegnet man hier keinen Aufschlüssen, die über die Struktur der Halbinsel Auskunft geben könnten, aber die ganze Ausbildung der Halbinsel, die orographische Unabhängigkeit von der Kalksteinplatte der Insel im übrigen spricht für eine mehr ackumulative Entstehung¹⁾. Der höchste Teil der Halbinsel, der Turmberg, besteht aus Moräne. Grosse Flächen sind mit kristallinen erratischen Blöcken reichlich bestreut, ein Zeichen ehemaliger Reinspülung von Moräne durch die Meeresbrandung. Die gewöhnlichste oberflächliche Bodenart ist jedoch Sand, meistens feiner Treibsand. Dünen treten auch sehr zahlreich auf, sind aber nicht wandernd, sondern mit Waldevegetation überkleidet. Der St. Andreasberg, ein scharf emporragender Hügel einige Werst

¹⁾ Der Sockel der Halbinsel besteht übermeerisch jedoch vermutlich im Westen bei Kallana aus Kalksteinfels. Der Boden ist hier grösstenteils mit Strandgrus aus Silurkalkstein bedeckt, im Gegensatz zum übrigen Teil der Halbinsel, wo Grus und Sandmassen aus Silikatenmaterial herrschen.

östlich vom Turmberg und 69 m hoch, ist auch eine alte, jetzt bewachsene Düne. Einige hundert Schritte nach E von dieser Düne erhebt sich eine zweite solche nicht ganz ebenso hoch, und in dem Zwischenrücken, der die Hügel verbindet, treten in dem Moränenboden eingeschnittene Terrassen auf. Es sind deren drei und die Ebene der höchsten derselben bildet zugleich den Rücken. Dieser läuft E—W, und die Terrassen finden sich nur auf der Südabdachung. Auf der Nordseite senkt sich der Boden, erst schnell, dann allmählich bis zum Strande hinab. Die Moräne ist nach unten hin mit Sand überdeckt und dort treten Strandwälle in grosser Anzahl auf. Die oberste Terrassenebene am St. Andreasberg liegt 49 m ü. d. M.

Es ist offenbar, dass die beiden hohen Dünen über die Terrassen transgrediert haben, nachdem diese schon fertig gebildet waren, denn die Dünen besitzen eine ganz unversehrte Gestalt mit einer deutlichen Lee-seite nach NE. Sie sind also durch SW-liche Stürme aufgetürmt worden.

Westwärts vom St. Andreasberg läuft ein 6 m hoher, sehr ausgeprägter nach Süden gerichteter Terrassenabfall. Die Höhe des Terrassenfusses ü. d. M. beträgt 25 m (Aneroid). Dieses Niveau entspricht wahrscheinlich der Litorinagrenze der Gegend.

FR. SCHMIDT¹⁾ erwähnt, dass „auf den hohen Strandwällen von Dagö“ Reste jetzt lebender Ostseemollusken, aber ausserdem auch *Litorina litorea* vorkommen. Diese Wälle sind wahrscheinlich die von Palloküll (siehe oben) und nicht die höchsten dagerortschen Strandbildungen, denn diese letzteren hat SCHMIDT allem Anschein nach niemals besucht.

In der Nähe des Dorfes Köppo tritt eine Menge von Strandwällen auf. Sie befinden sich in etwas niedrigeren Niveaus als die oben erwähnte Terrasse.

Der Turmberg, oder der Hügel, auf dem der Leuchtturm von Dagerort steht, ist wie ein „Tafelberg“ mit steilen Abhängen und plateauartigem Gipfel ausgebildet. Die Höhe des Plateaus beträgt

¹⁾ Notiz über neuere Untersuchungen im Gebiete der Glacial- und Postglacialformation in Estland und Schweden (in G. v. HELMERSENS Studien über die Wanderblöcke etc. 1869. Seite 57).

69 m ü. d. M. Der Südabhang weist Taluswinkel auf. Am Fuss dieses Abhanges befindet sich ein alter Strand mit abgerolltem Strandgrus. Die Höhe dieser Strandlinie beträgt 45 m ü. d. M. Die Nordseite des Hügels dacht etwas langsamer als die Südseite ab. Der Boden besteht aus kleinsteinigem Strandgrus.

Vom Turmberg nach Ristna zu begegnet einem bald eine grossartige Dünenlandschaft. Die verschiedenen Dünenhügel treten desto schärfer hervor, als ein Waldbrand sie einst verheert hat. Ein Teppich mit Haidekraut überkleidet jedoch den Flugsand, und nur am Strande tritt Triebsand auf.

Bei Kallaste trifft man eine ausgeprägte Terrasse, deren Kante 19 m ü. d. M. liegt (Aneroid). Der Boden besteht hier nicht aus Sand, sondern aus kleinsteinigem Strandgrus.

Die Umgebungen des Dorfes Kallana bestehen aus Hügeln, die mit Strandgrus bedeckt sind, und mehrere Strandwälle treten hier auf. Die Höhe dieser Wälle ü. d. M. ist gering. Ein grosser Reichtum an silurischen Strandgrus-geschieben tritt hier auf, und lässt vermuten, dass Kalksteinfels ansteht.

Das Innere von Dagö besteht grösstenteils aus ausgedehnten Mooren oder öden Heidegeländen. Die Unfruchtbarkeit ist hauptsächlich durch die schlechte Dränierung bedingt, denn der Moorboden wird oft von Ton unterlagert. Die Ursache der schlechten Entwässerungsverhältnisse dürfte dem Vorkommen alter Strandwälle, die aufdämmend wirken, zuzuschreiben sein. Ich selbst habe solche Strandwälle hie und da im Inneren der Insel beobachtet.

Der Südliche Teil von Dagö speziell der SE-liche, d. h. das Kirchspiel Keinis ist wohl äusserst flach und mit sumpfigen Wiesen bedeckt, Tonboden tritt aber hier sehr reichlich auf, wodurch diese Gegend als die eigentliche Kornkammer Dagös angesehen werden kann. Hier liegen die Rittergüter Putkas, Waimel und Kassar. Der Ton wird gewöhnlich von muschelnführendem Meeressand überlagert. Über den Alluvialboden ragen kleinere Hügel empor, die aus Strandgrus bestehen und mit grossen kristallinen, erratischen Blöcken besetzt sind. Die Steine des Gruses bestehen grösstenteils aus Silurkalkstein.

Übersicht der Bodenbeschaffenheit Dagös.

Die Hauptkomponenten der Bodenkrume dieser Insel sind Strandgrus, Moräne und Sandbodenarten, sowie Ton. Der Strandgrus besteht beinahe ausschliesslich aus Silurkalksteintrümmern, die oft auffallend wenig abgerollt sind, obgleich schöne Strandwälle auftreten (Helterma, Palloküll). Moränen mit grösseren Geschieben eingebacken kommen wie es scheint, nur auf der Halbinsel Dagerort vor. Sonst ist alles Strandgrusmaterial natürlich einst Krossteingrus (hauptsächlich sog. „Richk“) gewesen. Die Sandbodenarten sind entweder grau und mergelig und kommen dann in feuchten Niederungen vor, wo sie eine üppige Hainvegetation tragen, oder sind sie kiesig und steril (Heidesand, Flugsand). Der Tonboden ist besonders im Süden der Insel verbreitet, wird aber meistens von Seesand überlagert. Ebenso kommen Tonablagerungen im Inneren Dagös vor, werden aber hier von Moorboden verhüllt. Diese Torfbildung hängt mit dem Auftreten stagnierend wirkender alter Strandwälle zusammen.

Wie schon aus den Küstenumrissen Dagös hervorgeht, ist die Insel strukturell keine einheitliche Bildung, indem die Halbinsel Dagerort als ein ganz fremdes orographisches Element an der Hauptmasse der Insel hängt. Oben ist hervorgehoben worden, dass diese letztere ein niedriges Kalksteinplateau ist, während die Halbinsel im Westen eine grossartige Ackumulation von Grus und Sand darstellt. Dass diese mit einer Endmoränenbildung zu identifizieren ist, steht ausser Zweifel, und dass die E—W-liche Orientierung der Halbinsel durch eine in derselben Richtung verlaufende Landeiskante bedingt gewesen sein mag, ist auch offenbar. Eine östliche Fortsetzung dieses Rückens lässt sich auf Dagö nicht mit Sicherheit verfolgen, auf der Insel Worms aber treten wieder mächtige Sandackumulationen auf. Die wahrscheinliche weitere Fortsetzung nach E soll unten näher erleuchtet werden.

Ösel.

Sowohl in Anbetracht der Oberflächengestaltung des Felsengerüstes, als bezüglich der quartären Bodenarten weist Ösel grosse

Analogieen mit Dagö auf. Dasselbe niedrige Kalksteinplateau tritt auch hier auf, Grusackumulationen in einem grösseren Höhenzug, Torfmoore und feuchte Haine sind hier wieder vorhanden. Eine Ausnahme macht die Glinküste im Norden der Insel sowie die ausgedehnten Flächen von nacktem Kalksteinfließ, eine Erscheinung, die mit einer ganz besonders dünnen Ausbreitung von Quartärboden verknüpft ist.

Die Umgegend von Arensburg ist ein sehr niedriges Terrain, dessen Boden aus steingemengtem Ton besteht. Etwas weiter nach NE auf dem Wege nach Pammerort erstreckt sich ein langer breiter Rücken, der aus Rollsteingrus und grobem Sand aufgebaut ist. In dem südlichen Ende des Rückens kommt feinkörnigerer, nach unten Schrägschichtung zeigender Sand vor. Weiter nordwärts ist gröberes Material vorhanden. Die Entblössungen zeigen zu oberst Rollsteingrus, dessen Steine von ziemlich wechselnder Grösse sind (jedoch kaum über Menschenkopfgrosse) und meistens aus Silurkalkstein bestehen. Eine Steinzählung gab folgendes Resultat:

<i>Silurkalkstein</i>	66,6 %
<i>Krist. Silikatgesteine</i>	32,6 „
<i>Jotnischer Sandstein</i>	0,8 „

Diese Mengenverhältnisse sind dadurch bemerkenswert, dass jotnischer Sandstein in auffallend geringer Menge vorkommt. ¹⁾ Die Bestandteile der Zwischenmasse zwischen den Rollsteinen sind Grand und grober Sand. Die Körner bestehen hier bis 50 % aus Silurkalkstein. Der Rollsteingrus wird von grobem Sand unterlagert, welcher weiter nordwärts an Mächtigkeit immer zunimmt. Scharf eingeschichtete Sandlager mehr „nordischer Herkunft“ offenbaren sich in den Profilen. Auch wurde beobachtet, wie ein kalkarmer feinkörniger Sand einen gröberen kalkreicheren unterlagert, wobei die Grenze zwischen ihnen keine Lagerungsfläche, sondern eine sehr unregelmässige

¹⁾ Es hat sich gezeigt, dass sonst im baltischen Gebiet die gleichen Sandsteinblöcke sehr zahlreich vorkommen. Vgl. H. HAUSEN, Data betröffande frekvensen af jotniska sandstensblock i de mellanbaltiska trakternas istidsafgringrar. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd XXXIV. H. 5.

ist. Der untere Sand ist (und zwar auch an der Grenze) horizontal geschichtet, der obenliegende dagegen nicht. Es ist offenbar, dass die unregelmässige Grenzfläche durch eine ungleichmässig wirkende Erosion und darauf folgende plötzliche Ablagerung entstanden ist. Sowohl die grossen Dimensionen dieses Grusrückens (mehrere Kilometer langer und sehr breiter Landrücken) als die Beschaffenheit des Materials (Schrägschichtungen, sehr starke Abrollung der Steine), spricht dafür, dass diese Bildung kein Strandrücken, sondern ein Ås ist. Erwähnenswert ist, dass einheimisches Material hier dominiert, während auf Gotland, wie MUNTHE ¹⁾ ausdrücklich hervorhebt, die glazifluvialen Bildungen hauptsächlich aus kristallinem Material bestehen. Das gleiche Verhältnis wie auf Ösel begegnet uns, wie unten näher gezeigt wird, auch auf dem estländischen Festland.

Weiter nordwärts in der Umgegend des Gutes Karris kommt nach SCHMIDT ²⁾ ein Ås vor, der von schräg geschichteten Sand- und Grandlagern aufgebaut ist. Er wird aber von einem Mantel scharf geschichteten Sandes, konkordant mit den Umrissen überkleidet. Dieser Sand führt reichlich Ostseemolluskenschalen, sowie hie und da grössere abgerollte Blöcke. Der Ås erhebt sich nach SCHMIDT c. 30 Fuss ü. d. M. Der glazifluviale Sand ist gröber als der marine und vorwiegend aus Kalksteinkörnern und wohl abgerundeten Steinen von derselben Gesteinsart zusammengesetzt.

Fährt man von Arensburg auf der Strasse nach Ladjal hin, begegnet man einem Terrain, dessen Oberfläche grösstenteils aus blossgelegtem Kalkstein oder Gesteintrümmern besteht. Hie und da tritt auch Heidesand hervor. Bei der Kirche Karmel wurde unter einem Lager von Sand grauer plastischer Ton von unbekannter Mächtigkeit entdeckt. Ausgedehnte, sandige Gegenden trifft man bei Jeha, Kesker, Tjorsejo und Halljal. Führt man vom letztgenannten Ort gegen Süden, trifft man bald bei LUNET eine nach Süden abfallende,

¹⁾ H. MUNTHE, Studier öfver Gottlands senkvartära historia. Sveriges Geol. Undersökning. Ser. Ca N:o 4.

²⁾ FR. SCHMIDT (Ф. Шмидтъ), Предварительный отчетъ etc. Изв. Геол. Комитета. С. П:бгъ 1882.

markierte Terrainstufe, die aus Sand zu bestehen scheint. Südlich von dieser Stufe kommt zwar Sand noch vor, ist aber wahrscheinlich gering an Mächtigkeit, da das Terrain ganz flach ist und den Charakter einer sog. „Alwarmark“ (schwed.) trägt.

Auf dem Wege von Arensburg nach Moonsund sieht man bei der Kirche Reo eine flache, aber ausgedehnte Schwelle, die Rollsteingrus aufweist. Das Material besteht grösstenteils aus silurischem Kalkstein und die Rollsteine sind ungefähr kopfgross. Die übrigen Terrainschwellen weiter nach Moonsund zu zeigen auch denselben Rollsteingrus, der jedoch nach unten von grobem Sand unterlagert wird. Dieser ist immer sehr kalkreich und zeigt diskordante Schichtung.

In einer flachen Senke an der Moonsundstrasse, 20 Werst von Arensburg, beobachtete ich folgendes Profil (künstlicher Stich): Unter der Oberfläche aschgrauen feinen Sand (Mo), danach graugrünen plastischen Ton von unbekannter Mächtigkeit. In einer naheliegenden anderen Senke konnte ich nicht diesen Ton sondern nur grauen Sand beobachten, obgleich die Entblössung hier über einen Meter tief war.

Im N und NW ist die Umgegend von Arensburg niedrig und flach. Der Boden ist sehr dürr, weil der Kalksteinfließ nur mit einer ganz dünnen Bodenkrume überdeckt ist. Streckenweise kommt Sand in einer etwas mächtigeren Schicht vor. Strandwälle die aus kleinsten silurischen Gesteinsplittern bestehen, erheben sich hie und da über das flache Terrain. Dass diese nicht Åshügel sind, sieht man aus dem nur wenig gerollten Material, das übrigens sehr an das der Strandwälle auf Dagö erinnert. Näher der Kirche Kergel steigt der Boden etwas an, und man betritt die Südostseite des langen breiten Höhenrückens, der die ganze Insel von NE nach SW durchzieht. (Siehe die topographische Übersicht!). Dieser Rücken weist reichlich Strandbildungen auf. Gegen die Arensburger Silurebene wird er teilweise durch einen Stufenfall begrenzt, der bei Sauffer besonders ausgeprägt ist. Die Höhe des Terrassenfusses beträgt hier nach SCHMIDT 80 Fuss ü. d. M. Diese Strandlinie kann nach Osten bis zur Terrasse bei Launet verfolgt werden. Von Sauffer westwärts hört die Terrasse bald auf, und wird von einer Dünenkette, die sich nach SW dreht, fortgesetzt.

Südwärts von hier verläuft die Grenze zwischen der Arensburger Tiefebene im E und dem Grandrücken im W, an den Dörfern Megaküllä und Hirmst vorbei. Bei Megaküllä kommt ein Strandwall vor, der von SCHMIDT und später von G. DE GEER ¹⁾ näher untersucht worden ist. Der Wall ist einst ein Lagunenwall gewesen, und er dämmt noch einen kleinen See auf. Im Wall sind Reste einer *Ancylus*-fauna angetroffen worden. Die Höhe ü. d. M. beträgt nach DE GEER 31 m (Barom.).

In den niedrigeren Anhöhen bei der Kirche Kergel am Rande des grossen Grandrückens kommt nach SCHMIDT ²⁾ und DE GEER ³⁾ ein Wall, Reste von Ostseemollusken führend, auf *Ancylus*-grus liegend, vor. Die Höhe des Walls ü. d. M. beträgt nach DE GEER 19 m (Bar.).

Auf der Meerseite des Grandrückens treten mehrere alte Strandwälle auf. In der Nähe der Kirche von Mustel zieht sich nach DE GEER ³⁾ ein ausgeprägter Wall in 21 m (Barom.) Meereshöhe, der Reste von einer *Litorina*-fauna führt. Nach DE GEER ist dieser Wall mit der postglazialen Transgressionsgrenze identisch. Vermutlich ist dieser Wall derselbe, den ich S von Selgase in W—E-licher Richtung verfolgte, und der sich ungefähr auf der schon genannten Höhe befindet. Südlich von Kielkond ziehen sich an der Westabdachung des Landrückens entlang in SSE-licher Richtung mehrerer Strandwälle hin.

Die weite Bucht, die sich innerhalb Abro öffnet, zeichnet sich durch eine sehr gleichmässige Küstenlinie aus und kontrastiert hierdurch in auffälliger Weise gegen den übrigen, sehr verwickelten Verlauf der öselschen Küstenumrisse. Diese Abweichung ist dadurch bedingt, dass der Strand jener Bucht von Sand aufgebaut ist, der zu einer hohen Dünenkette aufgetürmt ist. Hinten hebt sich das Land allmählich und besteht an der Oberfläche überall aus Strandgrus. Dasselbe Verhältnis zeigt die Landenge zwischen der Hauptinsel und

¹⁾ Kvartära nivåförändringar vid Finska viken. Geol. För. Förh. Bd XVI. H. 6. 648.

²⁾ FR. SCHMIDT. 1884 a.

³⁾ L. c.

Sworbe. Hier hat offenbar eine durch die Brandung geschehene Sortierung stattgefunden, wobei dem aus grobem und feinem Material zusammengesetzten Grandrücken die Sandkomponente während der Landhebung abwärts gespült worden sind, wogegen das gröbere Material zu Strandgrus verarbeitet und zu Rücken von Strandwällen aufgeworfen worden ist.

Die Halbinsel Sworbe, die durch einen Ausläufer des grossen Grandrückens mit der Hauptmasse der Insel vereinigt ist, wird zum Teil von Kalksteinfels aufgebaut. Dieser tritt an der Westküste zu Tage und bildet hier „Panks“ (Abbrüche), die oben von Strandgrus bedeckt sind. Bei Anseküll an der Ostseite der Halbinsel findet sich nach SCHMIDT¹⁾ 30 Fuss ü. d. M., von Strandgrus bedeckt, ein drei bis vier Zoll mächtiges Muschellager, das aus *Tellina baltica* und *Cardium edule* besteht. Das Muschellager ruht auf gelblichem Meeressand. Nach der Generalstabskarte zu urteilen zieht sich eben hier, der Ostküste parallel, ein langer Strandwall vom Isthmus südwärts bis zur Gegend vom Mento hin. Beim Jerwe-Krug hat SCHMIDT¹⁾ auch, 20 Fuss ü. d. M. Muschellager auf der Landseite eines längs der Küste sich hinziehenden Strandwalles gefunden.

Übersicht der Bodenbeschaffenheit Ösel.

Wie früher hervorgehoben worden ist, bietet Ösel viel analoges mit Dagö, sowohl in Anbetracht der Orographie als der Bodenarten, dar. Auch hier tritt als Unterlage der Quartärformation eine niedrige Kalksteinplatte auf, die jedoch im Norden etwas höher liegt und Steilufer besitzt. Eine quantitativ sehr ungleiche Verteilung der quartären Ackumulationen herrscht auch hier, indem der oben erwähnte Rücken, der die Insel in NE—SW-licher Richtung durchzieht, aus Grand- und Sandmassen zu bestehen scheint, während das Land an den Seiten sehr spärlich lose Bodenarten aufweist, und der Felsboden oft als „Alwarmark“ (schwed.) zu Tage tritt. Ob der hohe Grandrücken als

¹⁾ FR. SCHMIDT, Untersuchungen über die silurische Formation von Ehtland, Nord-Livland und Oesel. Arch. f. Naturkunde L. E. u. K-lands. Ser. I. Bd II. 82.

eine Randmoränenbildung anzusehen wäre, ist noch eine offene Frage. DE GEER (1896) hat bekanntlich früher im Zusammenhang mit dem Aufstellen der Theorie von dem zungenförmigen baltischen Eisstrom angenommen, dass dieser Rücken und eine südliche Verlängerung in den Grusmassen der Halbinsel Sworbe als eine Seitenmoräne der Eiszunge angesehen werden könnte. Petrographisch besteht der Rücken, soviel ich beobachten konnte, aus glazifluvialen Sand und Grand. Besonders in E tritt Sand reichlich auf, ebenso südlich von Mustel. In einem Abbau in der Mitte des Rückens zwischen Kergel und Kielkond kommt grober schräggeschichteter Sand vor. Die Arensburger Tiefebene aber ist wie gesagt sehr dünn mit Bodenackumulationen überkleidet. Ausser „Alwarmark“ sieht man auch Sand und grauen feinen Lehm. Ton kommt streckenweise vor. Dieser Teil von Ösel ist meistens unvergleichlich mehr als der kiesige Rücken bebaut. Auf der Seeseite des Rückens (im N, NW und W) ist wieder fruchtbarer Boden vorhanden. In der Tiefebene der Südseite sieht man an mehreren Stellen flachere Schwellen, die grösstenteils aus glazifluvialen Sand und Rollsteingrus zu bestehen scheinen. Das Material ist kräftig gerollt und gespült, und feinere Bodenarten kommen in den Hügeln meistens nicht vor. Diese Hügel sind natürlich während der postglazialen Landhebung den Wellen ausgesetzt worden, sodass das Material an der Oberfläche noch kräftiger abgewaschen ist. In den flachen Niederungen tritt grauer Lehm zu Tage, der oft von Ton unterlagert wird. Sonst sind niedriger gelegene Stellen, der schlechten natürlichen Dränierung zufolge, oft versumpft.

Moon.

Diese Insel habe ich nicht besucht. Durch die Untersuchungen von SCHMIDT (1884 a.) sind wir über die quartärgeologischen Verhältnisse etwas unterrichtet. So giebt er an, dass im höchsten Teil der Insel, in der Nähe der Kirche alte Strandwälle mit *Ancylus fluviatilis*, *Limnaea ovata*, sowie mit *Unio* sp., *Paludina impura* und *Neritina fluviatilis* vorhanden seien. Im südlichen Teil sollen *Litorina*-bildungen nur bis zu bescheidenem Niveau hinaufsteigen.

Das estnische Festland, westlicher Teil.

Dieselbe Natur, die im grössten Teil von Dagö und Ösel herrscht, begegnet einem auch auf dem gegenüberliegenden estländischen Festland. Dieselben niedrigen einförmigen Gelände mit flachen Grushügeln, Hainen und versumpften Wiesen sieht man auch hier. Die Festlandküste ist ausserordentlich flach, und steinbesetzte Untiefen reichen meilenweit ins Meer hinaus. Sie ist sonach Ganz verschieden gestaltet als die Küste Nordestlands am Finnischen Meerbusen.

Drei Werst E von Hapsal kommt niedriger Hainboden vor. In einer dortigen Ziegeleigrube beobachtete ich folgendes Profil. Unter der Humusschicht ein 1 m dickes Lager von gelbbraunem Quarzsand, der nach unten in einen feinen grauen Sand übergeht. Dieser ruht seinerseits auf einem Ton von nicht bekannter Mächtigkeit. Eine deutliche Schichtung (nicht Bänderung), wurde hier wahrgenommen. Der Ton ist offenbar postglazialen Alters.

E. v. EICHWALD¹⁾ erwähnt das Vorkommen vom *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Neritina fluviatilis*, *Paludina baltica* und *Limnæa baltica* eine Werst östlich von Hapsal und 20 Fuss ü. d. M. G. v. HELMERSEN (1856) hat dieses Lokal auch besucht und erwähnt noch *Mytilus edulis*. Nach ihm liegen die Mollusken in einem ziemlich groben Sande. Unter diesem tritt gelber, feinkörniger Sand mit diagonal laufenden Anschwemmungstreifen hervor.

Halbwegs zwischen Poenal und Pallifer erstreckt sich in N—S-licher Richtung ein ziemlich niedriger Strandwall aus feinem Sand. Dieser Wall ist offenbar identisch mit dem, welchen SCHMIDT (1869) als den am weitesten landeinwärts gelegenen und *Tellina baltica*, *Cardium edule*, *Mytilus edulis* und *Paludinella stagnalis* führenden Strandwall der Hapsaler Gegend, anführt. Die Höhe des Walls beträgt c. 40 Fuss ü. d. M. Im Wall sind mehrere Gruben vorhanden, und diese zeigen, dass der Sand sehr kohlenreich und beinahe schwarz gefärbt ist. Ich konnte auch mehrere Holzkohlenteile im Sande finden. Weiter nach

¹⁾ E. v. EICHWALD, Dritter Nachtrag zur Infusorienkunde Russlands etc. Bull. Soc. Naturalist. Moscou 1852. N:o 2.

unten tritt schliesslich kohlenfreier lichter Sand auf. Sehr wahrscheinlich liegt hier eine prähistorische Kulturschicht vor. Wohl suchte ich vergebens nach Resten von Gerätschaften u. dgl., eine sorgfältigere Untersuchung wäre jedoch sehr wünschenswert. SCHMIDT erwähnt gar nicht diese Kohlschicht, und da ich keine Mollusken in den Gruben antreffen konnte, bleibt noch unentschieden, in welchem Verhältnis der molluskenführende Sand zur Kulturschicht steht.

C. GREWINGK (1861) erwähnt Lager subfossiler Mollusken (*Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Mya arenaria* (?)¹⁾, *Paludina stagnalis*, *Mytilus edulis*, *Mytilus Hageni* (?) *Neritina fluviatilis*, *Limnæa succinea*, *Litorina rudis*) u. a. von Nyby sowie von einem Wall zwischen Padis und Sellenküll.

Westlich von der Station Pallifer (Kegel-Hapsalbahnhof) dehnt sich ein grosses Hochmoor aus. Es reicht westwärts bis zum oben genannten Strandwall weiter nach Poenal hin. Bei Pallifer wird das Moor sehr scharf durch einen hohen nordsüdlich streichenden Dünenwall begrenzt. Das Moor ist, wie c. 2 m hohe künstliche Profile (Torfstich) in der Mitte es zeigen, von *Sphagna* aufgebaut. Schichten grösserer oder geringerer Verkohlung wurden nicht wahrgenommen, alles zeigte sich als eine homogene Masse.

Der Sandwall, der an Pallifer vorbei streicht, wird von der Eisenbahn quer durchschnitten. Die Profile zeigen meistens nur Sand, mit schmalen Einlagerungen von Rollsteingrus. An der Oberfläche ist der Sand vom Winde umgelagert, und auf der Ostseite treten alte bewachsene Dünen auf. Der Westseite des Walls entlang (die eine ganz offene Position gegen das oben genannte Hochmoor besitzt) zieht sich eine ausgeprägte Terrassenbildung hin. Die Landstrasse von Pallifer nach Kasik läuft eine mehrere Kilometer lange Strecke auf der Terrasenebene hin. Die Höhe der Terrasse ü. d. M. ist 32 m. Vermutlich repräsentiert diese Strandbildung die Ancylysgrenze (s. u.)

Gleich im E des Walls streicht eine lange Talsenke, die von einem Bach durchflossen wird. Die Ostseite dieses Tals ist noch höher

¹⁾ Offenbar ist die Angabe dieser Art irrtümlich.

als der Strandwall im W, und bildet den Westabhang eines Plateaus, welches c. 40 m ü. d. M. (Aneroid) liegt. Der pallifersche Strandwall kann auf der Generalstabskarte (im Masstab 1:126,000) vom Gute Kedik im N bis nach Kasik im S verfolgt werden. Vom Hochmoor aus erblickt man diesen Wall als einen langen bewaldeten Kamm, wo der lichte Sand an mehreren Stellen hervorleuchtet.

Von Pallifer ostwärts steigt die Bahn zuerst bis zum obenerwähnten Plateau hinan. Hier breiten sich grosse Moore aus, die von niedrigeren Grand- und Sandrücken umgürtet sind. Einer der ausgeprägtesten Rücken wird von der Pallifer—Risti-Landstrasse verfolgt und erstreckt sich von Pallifer bis Enama. Er hebt sich topographisch markiert mitten durch Moorland laufend. Die Streichrichtung des Rückens ist WSW—ENE. Bei der Station Risti befindet sich eine an der Nordseite des Rückens angelegte Grube, und hier ist das Material aus Rollsteingrus zusammengesetzt. Die Steine bestehen beinahe ausschliesslich aus silurischem Kalkstein. In der Nähe wurde eine andere Entblössung grauen, kalkreichen, schräggeschichteten Sand zeigend, beobachtet. Die Oberfläche des Rückens ist von ehemaliger Meeresbrandung kräftig gespült worden, und schwächer ausgebildete horizontale Strandlinien treten überall hervor. Ostwärts von Risti kann derselbe Rücken, wie gesagt, bis Enama verfolgt werden. 3 km von der Poststation Risti in derselben Richtung hat G. DE GEER (1894) das Auftreten der marinen Grenze als Blockwälle angegeben. Ich suchte dieselbe Stelle aufzufinden, konnte aber keine solche Grenze beobachten; der Boden veränderte sein Aussehen nicht. Dieser lange und topographisch ziemlich ausgeprägte Grusrücken wird von DE GEER und WAHNSCHAFFE (SCHMIDT 1895) als eine „Endmoränenbildung“ aufgefasst (eig. Randås, schwed.). Sie bildet vermutlich eine Fortsetzung des Dagerort-Rückens.

Zwischen Risenberg und Munnalas wurden mehrmals Strandwälle beobachtet. (Die Landstrasse von Liwa bis Munnalas läuft parallel mit diesen Wällen). Nach G. DE GEER ¹⁾ liegt der Wall bei Munnalas 33 m ü. d. M. (Barom.). Hier sind von SCHMIDT (1869) früher Reste einer *Ancylus*-fauna gefunden worden. Bei Piersal treten kreisförmig an-

geordnete Gipfel-strandwälle auf, in denen SCHMIDT (1869) zum ersten Mal das Vorkommen einer *Ancylus*-fauna nachwies. Dennoch wurden hier Brachwasserformen wie *Paludina báltica* angetroffen.

Die Gegend von Matzalwiek ist äusserst flach und niedrig, und weite Strecken sind vom Moore eingenommen. Diese werden teilweise durch alte Strandwälle verursacht. So erstreckt sich etwas im Süden von Leal ein ausgedehntes Moor, das gegen Westen von einem langen Strandwall aufgedämmt wird. Dieser Wall liegt nach der hypsomtrischen Karte des Generalstabs (Masstab 1 : 84,000) c. 18 m ü. d. M. Obwohl der Wall noch nicht untersucht worden ist, dürfte man vielleicht die Vermutung aussprechen dass er der Litorinagrenze entspricht. Übrige gleich gut ausgebildete Strandwälle finden sich in dieser Gegend nicht. Nach SCHMIDT (1884 b.) kommen Salzwasserablagierungen (mit Molluskenresten der jetzigen Ostseefauna) in der Nähe von Fickel und A waste in der Verlängerung des heutigen Matzalwieks vor. Bei A waste ist ein deutliches altes Meeresufer vorhanden: eine niedrige Felsterrasse, am Fuss von Granitblöcken umgeben und von niedrigen Uferwällen begleitet, in denen *Cardium edule* zahlreich zu finden ist. Die Höhe der Terrasse ü. d. M. beträgt nach SCHMIDT c. 60 Fuss. Beim Dorf A waste, am Rande eines Moores kommen nach SCHMIDT andere Uferwälle mit Resten einer *Ancylus*-fauna vor. SCHMIDT fasste diese Wälle wie bekannt als Binnensee-strandbildungen auf.

Die Festlandküste im Süden von Moonsund ist in der Richtung NNW—SSE „gestreift“, und liegt hier offenbar eine glaziale Exarationserscheinung von dem letzten Abschnitt der Eiszeit in diesen Gegenden vor. Die drumlinsartigen Rücken sind nur einige Meter hoch. Die Senken zwischen den Rücken, in welchen das Meer nicht eingedrungen ist, sind von Mooren eingenommen.

Die Südküste der Halbinsel, die im Westen der Pernauschen Bucht liegt, ist ähnlicherweise „gestreift“ aber in N—S Richtung, zuweilen auch in NNW—SSE. Auf dieser Halbinsel tritt eine grössere Anzahl von Strandwällen auf. (Siehe die Seite 76).

Die Landstrecke zwischen Hapsal und Pernau ist von weit

ausgedehnten Ablagerungen spätglazialen Bändertons bedeckt der die Moräne überlagert (SCHMIDT 1884). Zwischen Pernau und Reval trifft man nach SCHMIDT in der Nähe der grossen Landstrasse isolierte Moränenhügel, die an der Oberfläche zuweilen gespült sind.

Die estnische Nordküste.

Die hohe Glinküste und das nächste sich daran schliessende Land bieten dem Quartärgeologen wohl die interessantesten Verhältnisse von ganz Estland dar. Mehrere geologische Prozesse sind hier tätig gewesen oder gehen noch fort, die oft sehr instruktive Bildungen veranlasst haben.

Obwohl die Glinküste im Westen erst bei Baltischport anfängt, empfiehlt es sich doch, die Einzelbeschreibungen von der NW-Ecke Estlands an zu beginnen.

Wie früher hervorgehoben worden ist, verläuft in N—S-licher Richtung an Pallifer vorbei ein ausgeprägter Strandwall, meistens aus Dünensand aufgebaut. Obgleich der Wall sich nördlich von Kedick nicht fortsetzt, hört er als Strandlinie nicht auf, sondern biegt nach SE scharf um und geht über Hardo in einem etwas gekrümmten Lauf nach Mücke fort. Von dort kann er (undeutlich) bis Liwa und weiter bis Audia verfolgt werden. Bei Liwa und Piersal, das nahe an Audia liegt, hat SCHMIDT, wie gesagt, das Vorkommen der Reste einer *Ancylus*-fauna nachgewiesen. Diese ganze Strandlinie ist sonach offenbar als die *Ancylus*grenze aufzufassen.

Das Land gleich im E von Nuckö ist schwach hügelig. Die ziemlich trockenen Grandschwellen sind der Bebauung geeignet, und die Besiedelung ist recht gut. Weiter ostwärts trifft man aber auf weit ausgedehnte Moore. Einige niedrigere Strandwälle durchziehen jedoch die Gegend, und diese sind von der Besiedelung aufgesucht. Ein ausgeprägteres Strandlinienniveau kann von Weskijärw, südlich von der Newe-Bucht gelegen, wo Wälle zahlreich vorhanden sind, nach SE, bis über Kerrenemme hinaus vorbei verfolgt werden. Die Höhe dieses Niveaus ü. d. M. beträgt c. 19 m. Ein einziger ausge-

prägender Wall ist jedoch nicht vorhanden, sondern es treten mehrere kleinere Wälle nebeneinander und in derselben Reihe auf, weil diese Gegend einen sehr flachen Landrücken bildet.

Die Küste von Spithamn und der Neue-bucht ist niedrig und sandig und wird streckenweise von Dünen begleitet.

C. eine Meile draussen im Meere NW von Spithamn liegt die Insel Odensholm, die dadurch bemerkenswert ist, dass hier das westlichste isolierte Glied des untersilurischen Glints vorhanden ist. Auch Stor- und Lill-Rågö sind als vom Silurplateau abgetrennte Stücke aufzufassen. Steilküste findet sich sowohl auf Odensholm wie auf den Rågö-Inseln (auf der Nordseite) und wird hier kräftig von der Brandung angegriffen.

Die Baltischport-Halbinsel ist von Steilufern besonders im Westen und Norden begrenzt. An der Westseite sieht man sehr deutlich, wie die Straten von N nach S abdachen. Bei Packerort heben sich die Vaginatalksteinbänke c. 20 m. hoch, am Ende von Rogerwiek aber erreicht die Oberfläche des Kalksteins das Meeresniveau. An der Landspitze von Packerort geht die Zerstörung der Steilküste sehr energisch fort, so dass man gezwungen worden ist, den alten Leuchtturm auszuräumen. (Siehe die Abbildung 2), und einen neuen weiter landeinwärts aufzubauen. Das Landeinwärtswandern der Küste beruht nicht ganz, wie man vermuten könnte, auf die Tätigkeit der Brandungswellen, sondern, wie schon v. HELMERSEN (1856) hervorgehoben hat, muss man besondere Rücksicht auf die Einwirkungen der in den zahlreichen Klüften hinabsickernden Grundwässer nehmen. Die mürben Gesteine, die den Vaginatalkstein unterlagern (Glaucosit-sandstein, Schiefer etc.) werden aufgelockert und die Wand wird übersteil. Zuletzt stürzen die hinausragenden Straten des Kalksteins ab, die vorher durch senkrecht stehende Diaklasensysteme zerstückelt sind. Diese laufen beinahe rechtwinklig gegen einander und bedingen die Entstehung vom unzähligen scharfkantigen Vorsprüngen im Glintwand. Was auf dem Strand abgefallen ist, wird von der Brandung zerkleinert und zu Strandgrus umgearbeitet. Hierdurch wird eine breite Untiefe gebildet, auf der die Wellen branden und nur bei hohem Wasserstand

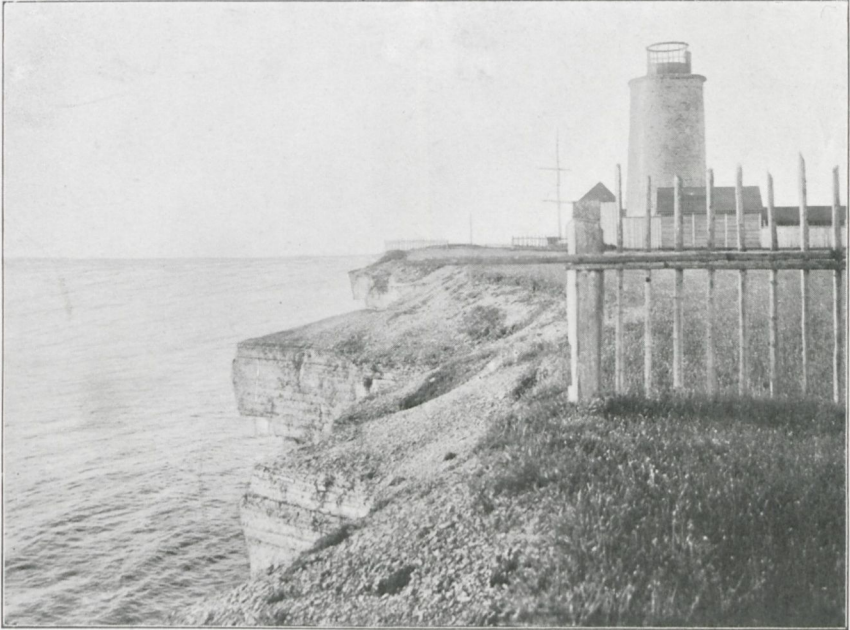


Fig. 1. *Ein Zeichen des Rückwärtsschreitens der Küste: Der verlassene Leuchtturm von Packerort (Baltischport).*



Fig. 2. *Der Glint bei Packerort.*

und stürmischem Wetter kann das Meer unmittelbar die Glinthand angreifen.

Auf der Ostseite der Baltischport-Halbinsel kommen terrassenförmige Abstufungen vor, wie beim Gute Leetz. Die obere Terrasse besteht aus Vaginatkalkstein, die untere in der Oberfläche aus Brandschiefer, nach unten aus Ungulitsandstein.

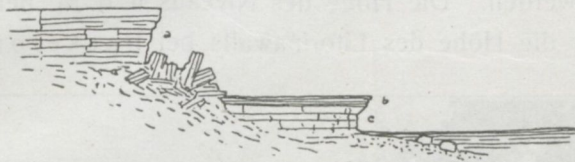


Fig. 3. Der Glint bei Leetz, Baltischport-halbinsel. (Nach v. HELMERSEN).

a = Vaginatkalkstein.

b = Brandschiefer.

c = Ungulitsandstein.

Die Bodenarten der Halbinsel sind beinahe ausschliesslich kleinsten Ricks, in den Abbrüchen der Küste einige Metern Mächtigkeit zeigend. Strandwälle treten zahlreich auf. Bei Testifer hat DE GEER (1894, S. 650) die Höhe eines Walls nivelliert, wobei die Höhenzahl 22 m gefunden wurde. Die Molluskenreste, die im Wall vorkommen, zeigen ganz den Charakter einer *Litorina*-fauna. DE GEER nimmt an, dass dieses Niveau der postglazialen Grenze entspricht. Ich selbst habe nahe am Leuchtturm von Packerort eine Terrassenstufe gemessen, deren Fuss 20 m ü. d. M. liegt. SCHMIDT (1884 b., S. 295) erwähnt, dass an demselben Lokal „Strandwälle alter Seen“ vorkommen. In diesen hat er nämlich *Limnaea* sp. und *Planorbis* sp. angetroffen. Weil die Topographie des Lokales gegen die Annahme einstmaliger kleiner Seen spricht, vermute ich, dass diese Wälle, obgleich ich sie nicht angetroffen habe, dem baltischen Becken zugehören.

Der innere Teil der Lahepere-Bucht wird von einem sandigen Gestade umgeben. Auch die Halbinsel Logosal, die als ein Sporn im Norden der Bucht vorliegt, ist zum grössten Teil von Sand aufgebaut. Eine grössere Mächtigkeit besitzt der Sand von Lahepere meistens wohl nicht, weil Bäche, die in der Bucht einmünden, nach einem sehr geringen Erosionsbetrag den Sand durchfurcht haben und auf

Kalksteinfließ gestossen sind. Bei *L a u l a s m a* an der Logosalhalbinsel ist die hohe Glinthand ganz von Sand verhüllt, so dass nur die obersten Köpfe der Kalksteinbänke hinausragen.

Ein Strandlinienniveau, das wohl nicht durch einen ausgeprägten Wall sondern durch eine schwache Terrainstufe markiert wird, kann von Logosal nach S in schärferen Kurven bis zur Ostseite von *L o d e n s e e* verfolgt werden. Die Höhe des Niveaus ü. d. M. beträgt c. 21 m, d. h. ungefähr die Höhe des Litorinawalls bei *P a c k e r o r t*.



Fig. 4. *Grosse Mengen kristalliner Blöcke am Glinthuss, Strandhof.*

Beim *Gute Fall* zieht sich die Glinthand plötzlich buchtartig zurück und diese Einbuchtung ist ganz von Sand erfüllt. Weil der *Kegelbach* gerade in der Spitze der Bucht einmündet, hat er eine tiefe Erosionsrinne im Sandboden auf seinem Wege zur Küste eingegraben, während er, wo er die Kante des *Vaginat*kalksteins erreicht, den schönen Wasserfall „*Fall*“ bildet.

Im Osten von *Fall* setzt sich der Glintrand wieder dem Strande entlang fort, biegt aber einige Werst weiter plötzlich nach SE um, indem hier ein breiter Talzug wie bei *Lahepere* mit SE—NW-licher Richtung in die See mündet und eine Lücke in der Glinthand sowie

eine Bucht geschaffen hat. Die auf der Ostseite dieser Bucht liegende *Surrop*-Halbinsel zeigt, ganz wie die vorhergehenden Landspitzen, gegen NW einen schroffen Glintabfall, der hier nicht von der Brandung erreicht wird, sondern von Vegetation verhüllt ist. Die Höhe der Glintkante am Leuchtturm beträgt 42.6 m. In NE vom Turm ist nicht eine unmittelbare Abdachung sondern eine scharf ausgebildete Terrasse vorhanden, deren Höhe ü. d. M. 21.5 m beträgt. (Die Litorinagrenze).

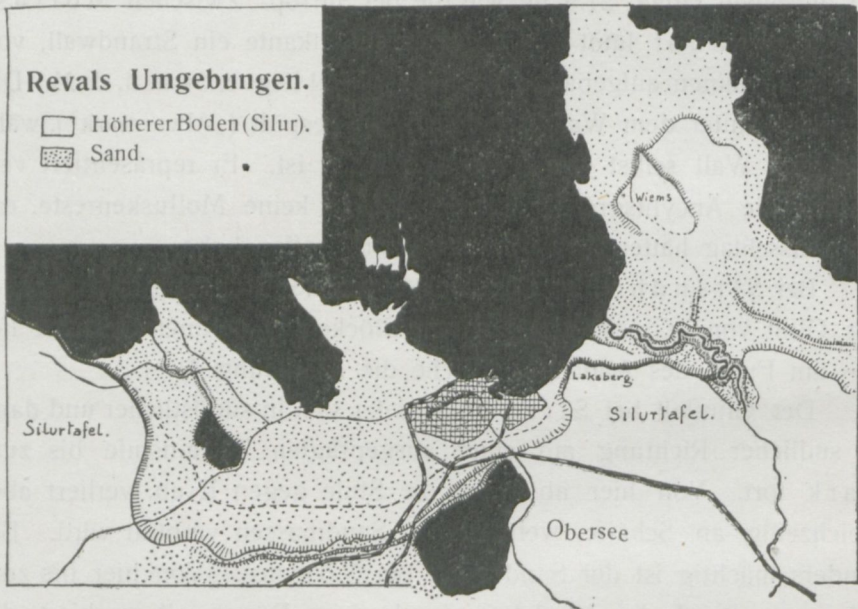
Gleich unterhalb *Morrast* begegnet man einer anderen Terrasse auf derselben Höhe, 21.5 m, wie die bei *Surrop*. Zwischen *Morrast* und *Strandhof* läuft oben auf der Glintkante ein Strandwall, von gerollten Steinen aufgebaut, hin. Dieser Wall liegt c. 34 m ü. d. M. Die Silurtafel hinter dem Wall ist ganz nackt gespült („Alwarmark“), während der Wall selbst von Äckern bekleidet ist. Er repräsentiert vermutlich die *Ancylusgrenze*, obwohl ich da keine Molluskenreste, die den Ausschlag hätten geben können, angetroffen habe.

Bei *Strandhof* kommt nackter von der Brandung unterwaschener Glint vor. Grosse Mengen von Blöcken kristalliner Gesteine liegen am Fusse des Abhangs. (Siehe die Abbildung 4).

Der Glintfall bei *Strandhof* setzt sich in südöstlicher und dann in südlicher Richtung mit einer ausgeprägten Terrainstufe bis zum *Harkfort*. Von hier ab biegt die Stufe gegen E ab, verliert aber gleichzeitig an Schärfe, weil sie von Sandmassen verhüllt wird. Besonders mächtig ist der Sandboden bei *Nömmе*. Von hier bis zum *Obersee* wird die Landstufe durch einen Dünenwall markiert, der auch den *Obersee* aufdämmt. Er bildet zugleich den Nordrand eines ausgedehnten Heidelandes, das mehrere Meilen landeinwärts verfolgt werden kann. Der Fuss dieses Walls liegt beim *Felliner Bahnhof* (*Reval*) nördlich von *Obersee* 36 m ü. d. M. Vermutlich verläuft hier die *Ancylusgrenze*. Der Spiegel des Sees befindet sich 35.8 m hoch. Nach NE reicht der Wall nicht mehr über den *Obersee* hinaus, sondern hier tritt in *Laksberg* wieder der Glintabfall mit besonderer Schärfe hervor. Der Abfall ist hier (bei *Marienberg*) jedoch terrassiert. Der Fuss der oberen Terrasse liegt c. 13 m ü. d. M, und markiert offenbar

keine Transgressionsgrenze. Der Fuss der unteren Terrasse wird vom Meer gespült.

Der Glintabfall sowie der Dünenwall umschliessen sonach amphitheatralisch die Niederung von Reval. Der Boden der Niederung ist von einer Schicht feinen Sandes bedeckt, welcher typischer grauweißer und geschichteter Meeressand ist. Nach der Tiefe der Bachrinnen zu urteilen ist die Mächtigkeit dieses Sandes nicht gross. Als eine sonderbar alleinstehende Anhöhe inmitten dieses Tieflandes liegt der



Masstab. 1 : 252,000.

Fig. 5.

Domberg Revals, auf dem die Altstadt gebaut ist. Der Domberg weist gegen Norden Glintwand auf, nach den übrigen Richtungen dacht er etwas langsamer ab. Offenbar haben wir hier ein Erosionszeugnis, das in vorquartären Zeiten vom übrigen Silurtafel abgetrennt worden ist.

Der Dünenwall Nömmе—Obersee markiert wie gesagt den Nordrand der Sandheiden südlich von Reval. Der Sandboden kann der Fellinschen Bahn entlang bis Sack verfolgt werden. Südlich von Sack sieht man wohl noch Sand, er besitzt hier aber nicht mehr den-

selben kiesigen Heidecharakter, sondern ist bedeutend feiner und von einer reichlicheren Vegetation bedeckt. Bei der Station Kappakoil hat der Sandboden seine Grenze, und von hier weiter südwärts sieht man typischen Grundmoränenboden (Richk). Gleich im Süden der Station geht die Bahn bergauf und hier offenbaren sich blossgelegte Kalksteinfelsen, während weiter aufwärts der Richk entgegenkommt. Ich sehe hierin einen Anhaltspunkt, an diese Stelle die marine Grenze zu verlegen. Die Höhe des Lokales ü. d. M. beträgt c. 50 m. In SW-licher Richtung von Reval aus kann der Sandboden der Kegelbahn entlang bis zur P esküllä verfolgt werden. Der Südrand der Heide ist hier ebenso wenig wie an der Fellinschen Bahn topographisch markiert. Im Allgemeinen wird die Oberflächenkonfiguration durch eine ausgesprochene Flachheit charakterisiert. Nach den tiefen Grandgrubenschnitten den Eisenbahnen entlang zu urteilen, besteht das Material wesentlich aus horizontal geschichteten kiesigen Sand mit zahlreichen Einlagerungen von Rollsteingrus. Dass diese Sandmassen glazifluvialer Herkunft sind, bezweifle ich nicht, und wird diese Auffassung auch von SCHMIDT (1884 a, S.) ausgesprochen. Vermutlich liegt hier ein Randdelta vor. Dieses ist aber in der spätquartären Zeit den Wirkungen der Wellen ausgesetzt worden. Weil nämlich die marine Grenze an Kappakoil gelegt wird, und weil, wie ich — jedoch nur flüchtig — konstatieren konnte, im SW vom Reval ausserhalb der Sandheide, auf höherem Niveau gelegen ein alter Strandwall verläuft, hat das spätglaziale Meer die ganze Heide bedeckt. Wahrscheinlich liegt sonach hier ein subaquatisches Randdelta vor.

Die Halbinsel Wiems NE von Reval besitzt eine gleichartige von der Silurtafel isolierte Partie wie der Domberg. An der Basis der Halbinsel ist der Untergrund sehr niedrig gelegen, steigt dann nordwärts in der Gegend von Wiems an und bildet in der Mitte der Halbinsel ein hohes, nach W, und N eng begrenztes Promontorium, das vom Flachlande im Norden der Halbinsel hiaufragt. Die Basis der Halbinsel wird vom Glintrande scharf begrenzt, der hier sehr hoch ist (Laksberg 46 m). In der Topographie ist aber die Glintstufe durch eine mächtige Sandfüllung abgeschwächt worden. Weil der Glintrand

etwas östlich vom Laksberg eine tiefere Einbuchtung macht, ist auch diese von der Sandfüllung eingenommen. Der kleine Brigittensfluss sucht, vom flachen Tafellande kommend, die Bucht auf und schneidet sich von hier ab durch die ganze Sandmasse bis zum Strande bei Reval eine tiefe Furche mit mäanderndem Lauf ein. Diese Sandablagerung ist offenbar postglazialen Alters und übrigens eine für die Glinkküste Estlands sehr charakteristische Bildung, auf die schon HOLM (1885) hingewiesen hat. Überall, wo der Glintrand etwas mehr von der Küste absteht, ist der Saum vom Sand eingenommen, durch den alle Flussläufe, die diesen Saum zu passieren haben, erosionsfurchen gezogen haben.

Um zur Beschreibung der Halbinsel Wiems zurückzukommen, beobachtete ich in der Nähe von Wiems ausgeprägte Strandbildungen. So tritt in der Abdachung gegen SW (gegen die Rehde von Reval) eine breite Terrasse im Moränenboden auf. Die Höhe der Terrassenebene ü. d. M. beträgt 21.3 m, und entspricht höchst wahrscheinlich der Litorinagrenze. Dieselbe Strandlinie kann nordwärts dem Gute Wiems vorbei bis zum Fusse der steilen Westseite des obengenannten Promontoriums verfolgt werden. An der kleinen Ruine am Nördende (45 m hoch) sind die Abhänge gegen W und N sehr steil, gegen NE aber treten zwei scharf ausgebildete Terrassen auf. Die obere ist in den Kalksteinbänken ausgebildet und liegt c. 10 m höher als die untere von kambrischen Sandstein gebildete Terrasse. (Ihre Höhe ist c. 21 m).

Wo der Brigittensfluss die Sandablagerung am Glint erreicht, befindet sich, wie gesagt, eine Bucht in der Silurtafel. Diese bekundigt sich, wenn man vom tiefen Erosionstal des Flusses absieht, in der Topographie nur schwach, weil sie grösstenteils von den Sandmassen ausgefüllt ist. An seiner Mündung bei Hirro liegt quergestellt ein breiter Wall von Strandgrus aufgebaut. In diesem sind fossile Überreste einer *Ancylus*-fauna von DE GEER (1894, S. 10) angetroffen worden. Die Höhe des Strandwalls ü. d. M. beträgt nach DE GEER c. 33 m. Die hintenliegende Bucht ist sonach während der Bildungszeit des Walls eine Lagune gewesen. Ist die *Ancylus*-fauna dieser Stelle nicht als fluviatil anzusehen, so liegt hier vielleicht die *Ancylus*grenze vor. Der

Brigittenfluss ist gezwungen worden, sich quer durch diesen Wall zu schneiden. In den steilen Erosionsprofilen sieht man ganz deutlich, wie der aus groben gerollten Steinen aufgebaute Wall direkt auf der feingeschichteten Sandfüllung liegt. Das Material des Walls stammt offenbar von den Seiten der Bucht, an die sich der Wall auch mit seinen beiden Enden schliesst. Der grobe Strandgrus ist über die schon fertig sedimentierte Sandfüllung durch die Brandung geschleppt und zu einem typischen Lagunenvall aufgetürmt worden.

Etwas östlicher von dieser Stelle, 14 Werst von Reval, treten sehr schöne Strandbildungen bei K r o d i auf. Hier befindet sich wieder eine Bucht, jedoch erheblich breitere, im Glintrand. Auch begegnet man hier einer gleichartigen mächtigen Sandfüllung wie bei Hirro. Im innersten Teile der Bucht zieht sich ein sehr breiter Gürtel von Wällen, die aus grobem Strandgrus bestehen, hin. Diese Wälle dämmen ein Moor auf, das zur Zeit entwässert ist. Höchst wahrscheinlich ist hier einst eine Lagune gewesen. Der Entwässerungskanal geht durch den Wallgürtel hindurch. In seinem oberen Teil ist der Kanal bedauerlicherweise gepflastert, weshalb Profile nicht studiert werden konnten. Weiter unten wächst er zu einer bedeutenden Talschlucht an, die die ganze Sandfüllung bis zur Küste cañonartig durchzieht. Hier ist in allerjüngster Zeit eine grossartige Erosion vor sich gegangen. In den Profilen sieht man feinen horizontal gelagerten Sand und Rollsteingrus. Die obengenannten Wälle liegen mit ihrem groben Material unmittelbar auf der Sandfüllung. Die Höhe ü. d. M. des Fusses des äussersten Walls beträgt c. 32 m (Barom.). Halbwegs auf der langen Abdachung der Sandablagerung vom genannten Wallgürtel bis zum Strande zieht sich ein sehr markierter aus feinem Sand bestehender Strandwall hin. Weil der ganze Küstensaum waldlos ist, kann dieser Wall mit dem Auge mehrere Werst weit nach Wiems zu verfolgt werden. Auf der Generalstabkarte (Masstab 1:126,000) ist er auch als ein zusammenhängendes Gebilde gezeichnet, und endet im Westen nahe an Hirro bei I r r o - L a p p i k o. Hier habe ich auch den Wall eine Strecke weit verfolgt. Der Fuss des Walls liegt näher bei K r o d i c. 20 m ü. d. M. Sein Material besteht durchweg aus feinem Sand. Ein längeres Suchen ergab keinen Fund von Mol-

luskenresten. Der Wall hat auf der Innenseite die Bildung eines Moores veranlasst. Dieser Wall entspricht wohl der Litorinagrenze.

Die Gegend von Jeglecht ist in quartärgeologischer Hinsicht auch erwähnenswert. Der Silurtafel ist hier niedriger als gewöhnlich an der Nordküste. Der Glintrand macht gleich wie auf den obenbeschriebenen Lokalen eine Einbuchtung, die von Sandsedimenten beinahe ganz ausgefüllt ist. Die Sandmasse hat hier unzweideutig die morphologische Gestalt eines Deltas, weil sie gegen die Küste einen ausgesprochenen Distalabhang aufweist (siehe die Kartenskizze, Fig. 6). Im Apex dieses gehobenen Deltas mündet bei Joa der Jaggowalfluss, der beim Passieren der Glinkante einen c. 7 m hohen Wasserfall bildet. Dieser schreitet langsam rückwärts gleich wie der Niagarafall, indem die unter den Kalksteinbänken liegenden mürben Straten stärker angegriffen werden. Der Betrag dieser rückwärtswandernden Erosion ist jedoch ziemlich unbedeutend, indem nur ein einige hundert Schritte langes Cañontal entstanden ist. Dagegen hat sich der Fluss durch die ganze Deltasandmasse eine tiefe mäandernde Furche gebahnt, die an mehreren Stellen Terrassen aufweist. Zuweilen sieht man auch amphiteatralisch gestaltete alte Mäanderbuchten, deren Böden auf bedeutend höherem Niveau als der jetzige Fluss liegen. Eine solche Mäanderbucht, die nordwärts gerichtet ist, erstreckt sich bis zum Fuss des Deltaabhanges und hat hier eine Lücke gebildet. In der Nähe des Wasserfalles befindet sich am Rande der Silurtafel ein bedeutender Strandwall aus Sand, dessen Fuss c. 24 m ü. d. M. liegt. Der Fuss des Distalabhanges des alten Deltas misst eine Höhe von 11 m ü. d. M. Was die Frage über das Alter des Deltas betrifft, können sichere Schlüsse nicht gezogen werden. SCHMIDT (1882) erwähnt, dass er im Sande am Wasserfall bei Joa (also vermutlich im Deltasande selbst) die Reste einer *Ancylus*-fauna angetroffen hat. Er sagt hierüber: „in einem regelmässig geschichteten feinen Grand von marinem Charakter treffen wir eine an Artenzahl reiche, an Individuenzahl arme fossile Molluskenfauna mit *Limnæa ovata*, *Neritina fluviatilis*, *Paludina impura*, *Ancylus fluviatilis*, *Unio* sp. *Cyclas* sp.“ SCHMIDT vermutet, dass diese Fauna fluvialer Entstehung ist. Diese Vermutung mag auch die wahrscheinlichste

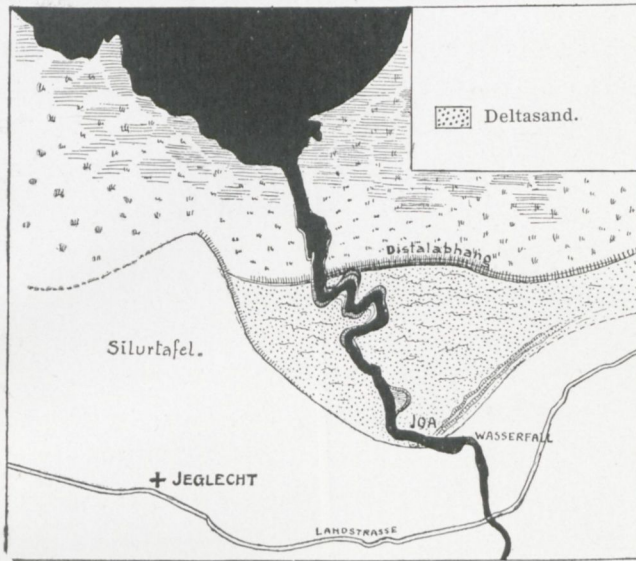


Fig. 6. Der Unterlauf des Jaggowalflusses. Deltaausfüllung der Litorinazeit in einer Bucht des Glintrandes.
 Masstab 1: 168,000.



Fig. 7. Der zurückschreitende Wasserfall des Jaggowalflusses bei Joa, Jeglecht.

sein, denn der Strandwall bei J o a, der den Glintrand verhüllt, würde am ehesten als die Litorinagrenze angesehen werden können. Das Delta ist sonach wohl eine subaquatische Litorinabildung, in der die fluviatile Fauna eingebettet worden ist.

Die vier Halbinseln, die auf der Mitte der Nordküste gelegen sind und durch die Buchten K o l k w i e k, P a p o n w i e k, M o n k w i e k und K a s p e r w i e k gebildet werden, sind alle ganz niedrig, von Quar-
tärablagerungen aufgebaut. Der Glintrand verläuft weit im Süden, so dass, falls die Halbinseln nicht existierten, noch ein breiter Küstensaum übrig wäre. Nach SCHMIDT (1884, a) und HOLM (1886) liegt der spätglaziale Bänderton der ganzen Nordküste entlang dem Glint vorgelagert und bildet auch den nächsten Untergrund der vier genannten Halbinseln. An der grossen Ziegelei L o k s a am Oststrande von P a p o n w i e k gelegen, befindet sich ein vorzüglicher Aufschluss in dem Bänderton, der hier grau und ziemlich feingebändert ist. Die Mächtigkeit des Tons beträgt, nach der Tiefe des Abbaus zu urteilen, ungefähr 5 m. Der Ton wird hier nicht von Sand überlagert. Sonst aber ist diese letztere Bodenart in den Küstengegenden die herrschende. Näher am Glint wächst die Mächtigkeit des Sandes, und die Wasserläufe, die den Küstensaum durchqueren, haben sich im Sandboden Schluchten erodiert. In diesem zum Strande abdachenden Sandterrain sind alte Uferwälle mehrerorts ausgebildet worden. Wenn man von L o k s a landeinwärts dem Glintwand zu fährt, stellen sich, je mehr man sich den Glint nähert, Strandwälle immer zahlreicher ein. Der am höchsten gelegene Wall ist sehr grossartig ausgebildet. Weil das Land sich hinter dem Wall wieder senkt, um dann zum Glint, der hier eine Bucht landeinwärts macht, aufs Neue sich zu erheben, hat der Wall den Charakter einer Lagunennehrung, die etwas westwärts mit dem Glint zusammenläuft. Die Höhe dieser alten Nehrung ü. d. M. beträgt c. 50 m. Sie repräsentiert vermutlich die marine Grenze.

Fährt man vom Dorfe K o l k nach SW an der Zufuhrstrasse zur grossen Narwa-Rewalschen Landstrasse, geht der Riechboden, der näher am Glint herrscht, bald in eine weite Sandheide mit flacher Konfiguration über. Diese Heide endet erst mit dem Annähern zur Revalschen

Strasse (bei Annenhof). Halbwegs zwischen Kolk und Annenhof überquert man eine Talschlucht von c. 10 m Tiefe, die von einem Bach durchflossen wird. Weil der silurische Untergrund in den Ravinen nicht zum Vorschein kommt, sondern nur der Sand, muss man annehmen, dass hier eine grosse Bucht in der Silurtafel sich befindet und ganz von Sandmassen verhüllt ist. Es wiederholt sich also dasselbe Verhältnis, das oben von mehreren Lokalen an der Nordküste beschrieben worden ist. Landeinwärts wird diese Sandheide von einem grossen Strandwall begrenzt, der NE—SW über Kalme verläuft. Die Höhe des Walls ü. d. M. beträgt ungefähr 51 m. Hier liegt sonach wahrscheinlich die marine Grenze vor.

Beim Gute Palms, gerade südlich von Kasperwiek gelegen, tritt auch eine tiefere Einbuchtung des Glintrandes auf. Auch diese ist von Sand zum grössten Teil erfüllt, und der Bach, der dem Gute vorbei strömt, hat eine tiefe Erosionsrinne geformt. Das sandige Gestade zwischen Glintrand und dem Meeresstrande weist auf der Strecke Tamispäh—Wainopäh lange Reihen von alten Strandwällen auf. Der Fuss der Glintstufe, der eigentümlich zick-zack-förmig verläuft, liegt c. 51 m ü. d. M. Offenbar ist hierher die marine Grenze zu verlegen. Von den genannten Strandwällen liegt eine obere Reihe in c. 34 m Niveau, eine untere c. 21 m hoch. Jene entspricht vermutlich der Ancyलगrenze, diese der Litorinagrenze. Hervortretende Strandwälle auf anderen Niveaus treten hier nicht auf.

Beim Gute Karrol besitzt die Glintstufe, die ich hier näher studierte, den unzweideutigen Charakter der marinen Grenze. Am Fusse des Glints ist der Boden kräftig ausgewaschen, und mit einer Menge von Blöcken bedeckt; auf etwas niedrigerem Niveau trifft man Sandboden. Oben auf der Silurtafel sieht man dagegen keine sichere Spuren mariner Einwirkung. Die intensive Bebauung des Bodens hier spricht für die Auffassung, dass die Tafeloberfläche nicht von der spätglazialen Transgression berührt worden ist. Die Höhe des Glintfusses ü. d. M. beträgt bei Karrol 47 m.

Bei Warrang macht die Glinkante eine tiefe Einbuchtung gegen Süden. Diese ist gleich wie die obigen vom Sand eingenommen,

der auch durch postglaziale Erosion durchfurcht ist. In der Richtung von hier nach Selgs wird der Glint zuerst durch einen Wall markiert, weiter östlich tritt er als eine Stufe hervor. Der Fuss dieser nicht zu hohen Stufe liegt c. 55 m ü. d. M.¹⁾ Diese Niveaulinie dürfte der marinen Grenze entsprechen.

NE von der Kirche Haljall liegt, wie schon DE GEER (1894) hervorgehoben hat, eine sehr ausgeprägte Terrasse in der Nähe des Gutes Itfer. DE GEER giebt die Höhe der Terrasse ü. d. M. zu 84 m an und vermutet, dass hierher die marine Grenze zu verlegen sei. Ich suchte diese Stelle auf und traf auf einem noch höheren Niveau eine andere Terrasse. Die untere liegt nach meiner Messung²⁾ 72,5 m, die obere 76,8 m ü. d. M.

Weil diese Terrassen nicht mit den früher angeführten Lokalen der marinen Grenze korrespondieren, sondern ganz allein auf einem weit höheren Niveau liegen, kann ich mich nicht der DE GEER'schen Auffassung anschliessen, dass die marine Grenze hier bei Itfer zu suchen wäre. Vielmehr bin ich geneigt, den unten näher zu beschreibenden grossen Wall — Ijomaggi — bei Kunda als die marine Grenze anzusehen. (Vgl. Seite 52). Es möchte etwas schwierig scheinen die richtige Erklärung des Vorkommens der ganz offen liegenden Itferterrassen zu geben, auch wegen der schönen Ausbildung besonders der unteren Terrasse. Wenn man aber die Existenz eines Stausees während der Zeit, als der Eisrand ein wenig nordwärts weilte, annimmt und die Terrassen als lokale Wasserstandmarken eines eingedämmten Beckens auffasst, kommt man wohl der Wahrheit am Nächsten. Über die Erstreckung dieses Stausees liegen nicht nähere Beobachtungen vor. Soviel scheint nach der topographischen Karte hervorzugehen, dass, während die obere Itferterrasse ausgebildet wurde, der Stausee eine besonders weite Ausdehnung besass. Denn das Land im Süden von Itfer steigt nicht merkbar an. Zur Zeit der Entstehung

1) Dieses Wert ist wohl als etwas zu hoch anzusehen (Aner. best.)

2) Anereroidbestimmungen, von den Höhenangaben der hypsometrischen Karte bestätigt.

der niederen Terrasse war der Stausee sehr zusammengeschrumpft, indem der Strand südwärts nicht bis Haljall reichte. Ein graubrauner Bänderton, der nicht weit im Norden von Wenberg vorkommt, könnte als Absatz des höheren Itferschen Stausees angesehen werden. (Siehe unten).

Die quartärgeologischen Verhältnisse von Kunda sind, vorzugsweise durch die Forschungen GREWINGKS (1882) allgemein bekannt geworden. Im Schutze eines hohen alten Strandwalls ist auf der Silurtafel hier ein Mergellager abgesetzt worden, und dieses ist der hauptsächlichste Gegenstand der Forschungen gewesen.

Der Zementfabrikflecken Kunda liegt oben auf dem Glintrand, wo dieser eine flachere Einbuchtung macht (Kunda Bucht). Der Glint ist hier besonders hoch (c. 53 m). Sein Fuss wird nicht von der Brandung gespült, sondern ist von einer flachen Strandniederung, hauptsächlich aus kambrischem Ton bestehend, vorgelagert. Etwas innerhalb des eigentlichen Glintrandes erhebt sich eine andere glintartige Stufe. Bei Kalliküll im Westen ist sie sehr markiert, wird aber vom Tolsburg-Bach unterbrochen. Ihre Fortsetzung in E ist Korriemäggi, dessen nördlichster Fuss sehr nahe der äusseren Glintstufe kommt. Dann folgt wieder eine Lücke, durch die tiefgehende Erosion des Kunda-Baches bedingt. Gleich östlich vom Bach erhebt sich ein alter hoher Strandwall Ijomäggi genannt, mit Streichrichtung SW—NE. Dieser hat eine direkte Fortsetzung in einer langen Glintterrasse, die dem Gute Malla vorbei läuft und bei Parna im E endet. Die Höhe dieser zweiten Glintstufe incl. Ijomäggis beträgt am Fuss 51 m. Diese Strandlinie wird vom Verfasser am ehesten als die marine Grenze aufgefasst, und nicht die höher gelegenen Terrassen bei Itfer (Haljall) (siehe Seite 51). Die grossen Dimensionen des Ijomäggiwalls sprechen auch für eine Entstehung während des spätglazialen Transgressionsmaximums. Gleich hinter (SE von) Ijomäggi ist eine Talsenke, die seewärts durch den Strandwall abgesperrt ist, und gegen E durch eine flachere Terrainstufe, auf der das Dörfchen Kunda liegt, begrenzt wird. Gegen Süden ist sie offen. In dieser

Senke befindet sich oder eig. befand sich¹⁾ das Mergellager. Die Schichtenfolge in der Mitte der Senke war nach NATHORST (1891), der den Ort später untersucht hatte, die folgende:

Moorerde	0.8 m.
Schneckenmergel.	0.9 „
Sand	0.02 „
Ton	0.51 „
Ton mit Moosen.	0.45 „
Ton, zu unterst mit Sandschichten und arktischen Gewächsen	3.0 „ +
Moräne	

Die von NATHORST im den untersten Lagern angetroffenen Arten sind:

Salix polaris

Saxifraga caespitosa

S. herbacea

Dryas octopetala

Polygonum viviparum

Betula nana.

Im Schneckenmergel sind von GREWINGK (1882) steinzeitliche Gerätschaften angetroffen worden. Ausserdem hat er aus derselben Bodenart folgende Molluskenarten ausgelesen:

Anodonta cellensis Schröt. (nur zu
oberst)

Planorbis marginatus Drap.

P. carinatus Müll.

Pisidium obliquum Pfeiff.

P. vortex L.

Limnaea ovata Drap.

Valvata piscinalis Müll.

L. stagnalis Lam.

Bythinia tentaculata L.

Dazu kommt noch von NATHORST gefundene:

Cyclas sp. und ein *Ostracod*.

¹⁾ Die Mergelerde, die schon im Jahre 1870 dem Abbau behufs Zementfabrikation unterzogen wurde, ist jetzt ganz weggeführt mit Ausnahme schlechterer Bodenarten. Der ausgedehnte Mergelabbau war bei meinem Besuch öde. Die Rohstoffe der Fabrikation sind jetzt Silurkalkstein und spätglazialer Bänderton.

Im unterliegenden Ton fand GREWINGK nur in dessen obersten Teil *Pisidium obliquum*, *Valvata piscinalis* und *Limnæa ovata*.

Das Material, das den hohen Strandwall Ijomäggi aufbaut, ist Strandgrus. Er besteht aus ziemlich groben Rollsteinen (Silurkalk) und aus einer Sandmasse, die auch ein grobes Korn aufweist. Der Sand ist sehr reich an Kalkkörnern.

Zwischen der Kunda Gut-Brücke und dem Fuss des Glints hat sich der Kunda-Bach eine tiefe Erosionsrinne, nicht nur durch die mächtige Füllung von gelagertem, lichtgelben Sand, der die Senke zwischen Korismäggi und Ijomäggi einnimmt, sondern auch in den unterliegenden mürben Ungulitsandstein eingegraben. Oberhalb des Gutes Kunda fliesst der Bach in einem ganz flachen Strombett. Die Ravine ist offenbar in der postglazialen Hebungszeit entstanden. Am Glintfuss hat der Bach ein Delta auf dem kambrischen Ton aufgebaut.

Der Tolsburg-Bach, der einige Werst westlich von Kunda fliesst und bei Tolsburg ins Meer mündet, hat sich eine gleich tiefe Ravine in den kambrischen Lagern eingeschnitten. Die grossen Sandmassen bei der Burgruine sind wohl grösstenteils als Alluvionen des Flusses anzusehen.

In Luggenhusen tritt im Glintrand wieder eine tiefe Bucht auf. Sand füllt auch diese grösstenteils aus. Der Isenhofsche Bach benutzt dieses alte Tal und hat eine tiefe Ravine nicht bloss in die Sandfüllung, sondern auch in die unterliegenden kambrischen und silurischen Schichten, die im Oberlauf des Baches den ganzen Erosionsprofil einnehmen, erodiert. Näher an dem Strand zeigen die Ravinenseiten feinen geschichteten Sand von grosser Mächtigkeit. Schichten verschiedener Korngrösse wechseln hier schnell mit einander. Sie ähneln sehr den Elfsedimenten der Täler Zentral-Fennoskandias ¹⁾. Diese Talfüllung des alten (wahrscheinlich präglazialen) Luggenhusen-Tales wird am Strande, gleichwie die Silurtafel daneben, quer abgeschnitten. Hier, bei Alt-Isenhof sieht man jedoch nicht einen unmittelbaren Strandcliff, sondern eine deutliche Terrasse tritt sowohl im Glint, als

¹⁾ Vergl. A. G. HОГВОМ, Norrland, Naturbeskrifning. Upsala 1906. S. 145.

in der Sandmasse auf. Die Höhe der Terrassenebene ü. d. M. beträgt c. 26 m. v. HELMERSEN hat die Terrassenstufe im Glint E von Alt-Isenhof abgebildet (Fig. 8). Die Lage der marinen Grenze ist in Luggenhusen schwer festzustellen. Wohl ist die ganze horizontal geschichtete Sandfüllung eine subaquatische Bildung. Aber einen Strandwall am Rande der Füllung sieht man nicht. Eine nicht unscharfe Terrasse in der Silurtafel zieht sich jedoch der Küste entlang zwischen

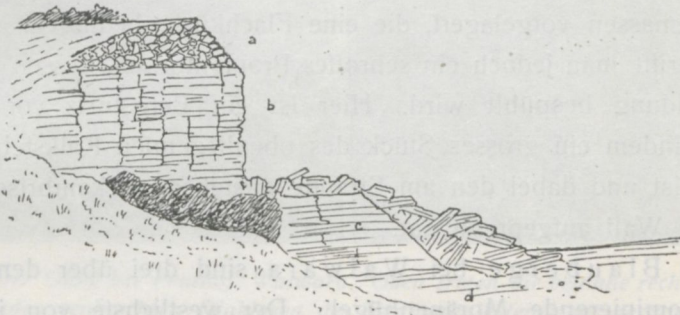


Fig. 8. *Der Glint bei Alt-Isenhof.* (Nach v. HELMERSEN.)

- a = Moräne.
- b = Vaginatkalkstein.
- c = Ungulitsandstein.
- d = Kambrischer, blauer Ton.

Lü mala und Rannaküllä, c. 47 m ü. d. M. hin. Auf demselben Niveau findet man bei Moldova, E von Alt-Isenhof eine ähnliche Stufe, die südwärts gerichtet ist. Folgt man aber dieser Niveaukurve weiter landeinwärts, begegnet man weitschwebenden Einbuchtungen ins glatte Land, wo das Niveau topographisch in keiner Weise markiert ist.

Bei Peuthof ist der Glintabfall c. 40 m hoch und stürzt beinahe überhängend in die Tiefe. Die oben im Profil liegende Echinosphärit- und Vaginatkalksteine zeigen sehr schön die regelmässige Zerklüftung nach vertical stehenden Diaklasen, die eine Unzahl aus- und einspringender Ecken bedingen. Hierdurch kontrastiert der Kalkstein sehr augenfällig gegen die liegenden mürben Straten des Glauconit- und Ungulitsandsteins, die eine solche Absonderung nicht zeigen. An den Strandreiterhäusern im N vom Gute Türsel hört der Glint ostwärts

plötzlich auf, und der Strand biegt südwärts ab. Hier tritt statt eines Glints eine allmähliche Abdachung auf. In dieser letzteren sind Strandbildungen vorhanden. Unterhalb des Gutes Türsel trifft man eine deutliche Stufe c. 12 m ü. d. M. Sie entspricht wohl der Litorinagrenze. Der Boden besteht hier meistens aus Strandgrus. Bei Kanuka folgte ich einer ziemlich hohen Stufe, die im Sandboden ausgebildet war. Der Fuss dieser liegt c. 12 m ü. d. M. Von hier ab nach Merreküll sind dem Glint, der hoch und scharf ausgeprägt ist, Sandmassen vorgelagert, die eine Flachküste bedingen. Nahe an Udria trifft man jedoch ein schroffes Promontorium, dessen Fuss von der Brandung bespült wird. Hier ist ein Bergsturz vor sich gegangen, indem ein grosses Stück des obenliegenden Kalksteins herabgefallen ist und dabei den am Strande anstehenden kambrischen Ton zu einem Wall aufgedrückt hat.

Die Blauberge bei Waiwara sind drei über dem glatten Lande dominierende Moränenhügel. Der westlichste von ihnen erreicht eine Meereshöhe von 69.9 m der mittlere eine von 76.7 m. Im Norden grenzen diese Hügel, und besonders der westlichste sehr scharf gegen die ebene Silurtafel ab. Diese letztere ist sogar beinahe von losen Bodenarten befreit („Alwar“boden). Weil das Moränenmaterial der Hügel in der Oberfläche ganz unverändert ist, die Nacktheit des Tafels aber für eine kräftige Bepflügelung durch die Brandung spricht, hat man offenbar die marine Grenze an dem scharf ausgebildeten Fuss der Hügel zu verlegen. Dieses Niveau liegt 35 m ü. d. M. Die *Spülgrenze* (*Brandungsgrenze*) (schwed. „Svallgräns“) des spätglazialen Meeres liegt jedoch wohl einige Metern höher. Von der Südseite des westlichsten Hügels erstreckt sich nämlich ein breiter plateauartiger Wall südwärts bis zur Kirche Waiwara, von grobem Strandgrus und Sand bestehend, und erhebt sich einige Metern über dem Tafelland (d. h. über d. marine Grenze). Er zeigt der Westseite entlang eine scharf ausgebildete Terrasse.

Zwischen dem Gute Laguna und Merreküll liegt eine scharf ausgebildete Abrasionsterrasse. Mit ihrem Fuss erreicht sie eine Höhe über d. M. von c. 35 m. Hier ist offenbar die marine Grenze zu suchen.



Fig. 9. *Der Glint bei Peuthof, Waiwara. Oben treten die beinahe rechtwinklig stehenden senkrechten Diaklasen des Vaginatkalksteins gut hervor. Die liegenden mürben Straten entbehren Diaklasen. Unten sieht man eine abgefallene Scholle des Vaginatkalksteins.*

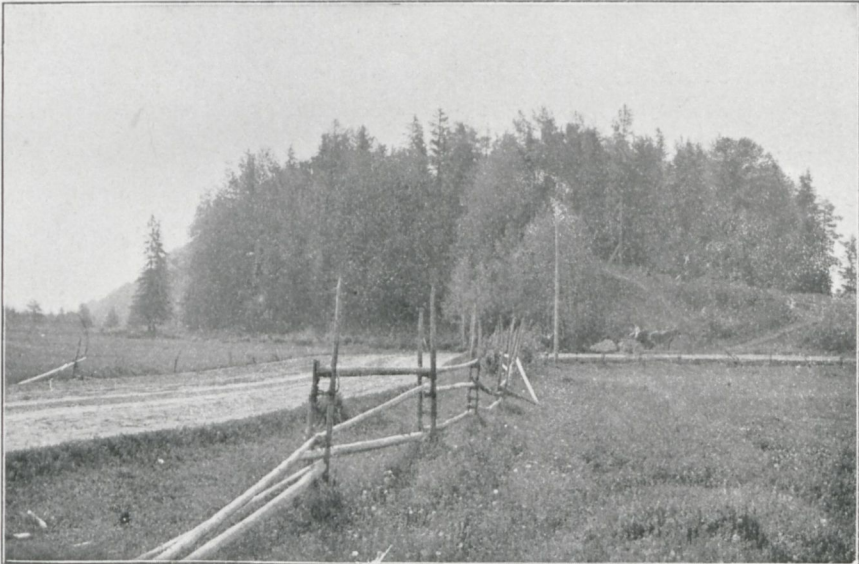


Fig. 10. *Die Blauberge, Waiwara, vom WNW gesehen. Im Vordergrund ist die von den Wellen einst beinahe freigespülte Oberfläche der Silurtafel. Die marine Grenze liegt am Fuss der Hügeln.*

Von *L a g e n a* nach *N a r w a* verläuft die Landstrasse eine grosse Strecke oben auf einem breiten Rücken, der von Strandgrus aufgebaut ist. Die Höhe des Rückens ü. d. M. beträgt 34—35 m. Er markiert sonach die marine Grenze.

Bei *M e r r e k ü l l* biegt sich der Glintrand etwas nach SE ab, während die Küstenlinie sich nach NE hinzieht. Die Zwischenstrecke zwischen *G l i n t* und *S t r a n d*, die hierdurch entsteht, ist ein flacher Sandboden. Dieser wächst weiter ostwärts bis zum grossen Tieflande der unteren *N a r o w a* aus. (Siehe die Kartenskizze Seite 60.) Gegen *N a r w a* zu verliert der *G l i n t* allmählich an Schärfe, weil er von immer mächtigeren Sedimenten vorgelagert wird. Dagegen liegt oben auf der Silurtafel zwischen *W a i w a r a* und *N a r w a* nur eine ganz dünne und oft lückenhafte Schicht von losen Bodenarten (meistens Torf).

An der Stadt *N a r w a* zieht sich der Glintrand fort, ist aber keinesweges topographisch hervortretend, und man könnte seine Existenz beinahe übersehen, falls nicht die tiefgreifende Erosion der *N a r o w a* einen Aufschluss gegeben hätte. In den Profilen sieht man innerhalb der Stadt und etwas südwärts bis zum Wasserfall *J o a l a* nur kambrisch-silurische Schichten. Das Tal hat hier einen wahren Cañoncharakter. Gleich im Norden der Stadt aber hören die steilen Kalksteinwände plötzlich auf und werden von grasbekleideten Abdachungen ersetzt. Diese bestehen näher an der Stadt aus blaugrünem kambrischem Ton. (Besonders gute Aufschlüsse befinden sich an den Strandhäusern von *I w a n g o r o d*.) Weiter unten kommt aber spätglazialer Bänderton mit grosser Mächtigkeit zum Vorschein (Ziegeleigruben am rechten Flussufer). Noch weiter nordwärts tritt nur feiner geschichteter Sand hervor, der bis zum *U s t j - N a r o w s k* (*Hungerburg*) verfolgt werden kann. Der Glintrand ist offenbar dorthin zu verlegen, wo die Kalksteinwände des Tals aufhören. Dass kambrischer Ton noch im Norden dieser Linie in hoher Lage auftritt, während er im Cañontal weiter oberhalb gar nicht ersichtlich ist (nach *SCHMIDT* (1897) bildet hier der *Fucoidensandstein* das unterste Glied), deutet auf eine stattgefundene Verwerfung oder eine grossartige Aufpressung der tonigen Unterlage

im Norden des Glintrand, worauf meines Wissens noch niemals in der Litteratur hingedeutet worden ist.

Der Wasserfall von Joala bietet *nicht*, wie oft genug in der Litteratur hervorgehoben worden ist, eine vollständige Analogie zu den Verhältnissen des Niagara. Wohl schreitet die Erosion hier sehr schnell rückwärts, in dem ein c. 2 Werst langes Cañontal vom Glintrand bis hierher in der postglazialen Zeit ausgegraben worden ist, aber der Fall stürzt sich nicht mit einer Stufe in die Tiefe (wie er es möglicherweise jemahls früher getan hat), sondern bildet eine lange mit kleineren Stufen versehene Stromschnelle. Die Festung Iwangorod liegt auf einem Erosionsrest, der von dem gegenwärtigen Fluss im Westen scharf umflossen wird, während der östliche Zweig jetzt trocken und auf einem einige Meter höherem Niveau als der Flusspiegel liegt. Gleich im Norden der Eisenbahnbrücke befindet sich am linken Flussufer ein tief einsetzendes Zirkustal Joachimstal genannt, dessen Boden etwas höher als der gegenwärtige Fluss liegt. Das Talstück ist nach S gerichtet, in welcher Richtung auch das blinde Talende liegt. Diese Bildung kann nur so erklärt werden, dass ein Zweig der Narowa einst das Talstück benutzt hat, später plötzlich aber trocken gelegt worden ist.¹⁾ Die Narowa hat sich aber in ihrem Hauptstrombett immer weiter rückwärts gearbeitet, und das jetzige Ende des Cañons (Wasserfall Joala) befindet sich c. 1 Werst entfernt.

Vom Glintrand abwärts zur Küste nehmen die Erosionsufer der Narowa immer an Höhe ab. Näher an der Stadt bestehen sie, wie gesagt, aus kambrischem Ton und Bänderton, weiter unten nur aus feinem geschichteten Sand, der die weite Heidesandfläche zwischen Narwa und der Küste bildet. Halbwegs an diesem Unterlauf durchbricht die Narowa einen hohen Dünenwall bei Rigi. Dieser Wall kann westwärts bis zum Dorfe Owi, das an der Glintstufe liegt, ver-

¹⁾ G. VON HELMERSEN hat in seiner Schrift „Die geologische Beschaffenheit des unteren Narowathals und die Versandung der Narowamündung“ (Bull. de l'Académie impériale des sciences de St. Pétersbourg, Tome troisième. 1861. Sp. 12) die Meinung ausgesprochen, dass das sackförmige Joachimstal nur ein Resultat einer Bacherosion, die nichts mit der Narowa zu schaffen hatte, ist.



Fig. 11. *Der oberste Stufenfall der Narowa bei Joala, Narwa. Man bemerke das flache Strombett oben auf der Landtafel.*

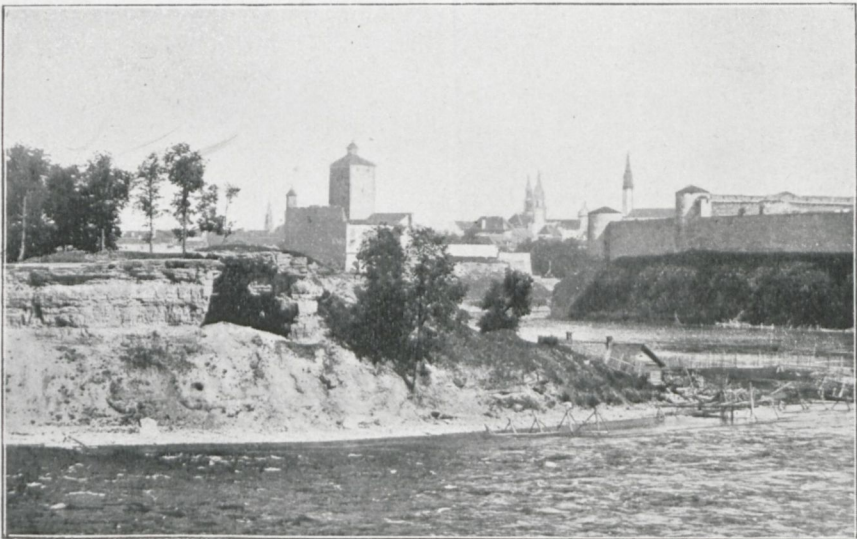


Fig. 12. *Das Cañontal der Narowa unterhalb des Wasserfalls. Rechts die Burg Iwangozod, im Hintergrunde die Stadt Narwa.*

folgt werden. In der anderen Richtung scheint der Wall sich bis zur Gegend von Fitinka zu ziehen. Die Höhe des N-Fusses des Walls ü. d. M. beträgt c. 10 m. Vielleicht dürfte der Wall der Litorinagrenze entsprechen. Übrige ausgeprägte Strandwälle treten in der Niederung nicht auf, mit Ausnahme einer Mehrzahl subrecenter Wälle näher an der Hungerburg, die auf niedrigem Niveau gelegen sind und sich parallel zur Küste hinziehen.

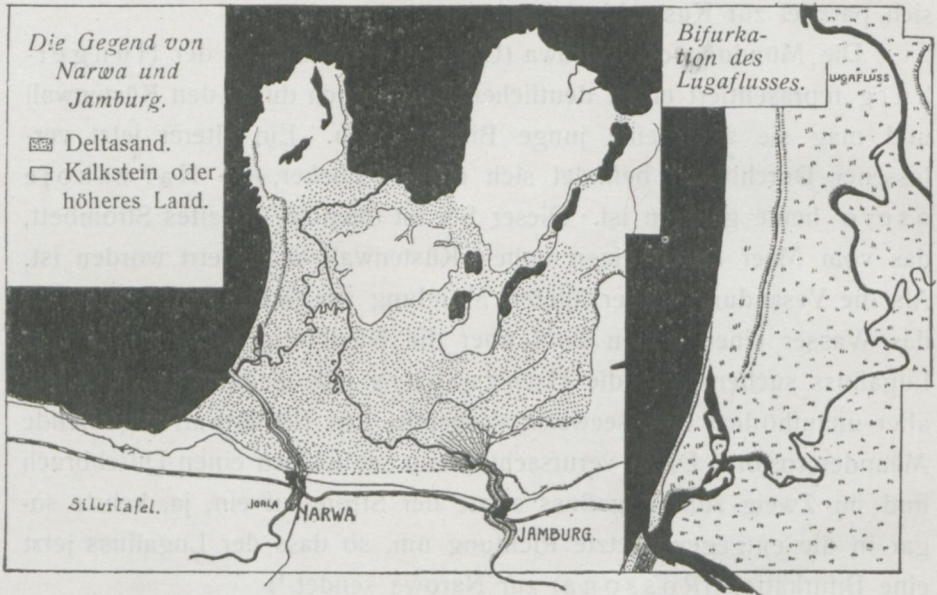
Die Mündung der Narowa (Ustj-Narowsk) an der Hungerburg repräsentiert einen deutlichen Durchbruch durch den Küstenwall und mag sie auch eine junge Bildung sein. Ein älterer jetzt verlassener Durchbruch befindet sich etwas östlicher, wo Narwskoje osero heute gelegen ist. Dieser See ist offenbar ein altes Strombett, das vom Meer durch einen hohen Küstenwall abgesperrt worden ist. Als die Versandung dieser älteren Mündung vor sich ging, musste sich das Wasser einen neuen Lauf über die Niederung ostwärts bis zum Lugafluss suchen. Wo die Hungerburg jetzt gelegen ist, arbeitete aber unaufhörlich eine seewärts strebende, den Küstenwall angreifende Mäandererosion. Diese verursachte dann schliesslich einen Durchbruch und im Zweig zum Lugafluss setzte der Stromlauf ein, ja, kehrte sogar in die entgegengesetzte Richtung um, so dass der Lugafluss jetzt eine Bifurkation (Rossona) zur Narowa sendet.¹⁾

Die weite Ebene zwischen Narwa und Hungerburg, die von der unteren Narowa durchflossen wird, ist, wie die Erosionsufer des Flusses auf der ganzen Strecke zeigen, von feinem gelagerten Sand aufgebaut. Hier liegt offenbar eine alte Deltaablagerung der Narowa vor, deren Apex sich bei Narwa am Glintrande befindet. Die Sedimentation fing wohl in spätglazialer Zeit an und dauerte die ganze postglaziale Zeit hindurch. Als die Landhebung endete, hörte natürlich auch die Ausbauung des Deltas auf, und ein hoher Küstenwall wurde akkumuliert, der die erste Narowamündung ganz versandete. Eine andere wurde

¹⁾ Diese geographische Eigentümlichkeit ist schon vorher von G. v. HELMERSEN näher beschrieben worden. (Die geologische Beschaffenheit des unteren Narovathals etc. loc. cit.).

dann gebildet und wird zur Zeit durch unablässige Baggararbeiten für Schiffe fahrbar gehalten.

Oben auf der Silurtafel, einige Werst südlich von Narwa liegt links von der Narowa in einem ebenen Terrain eine Ziegelei mit grossem Abbau in einem graubraunen schön gebänderten Glazialton. Die Höhe



Masstab = 1 : 840,000.

Fig. 13.

Masstab = 1 : 242,000.

der Stelle ü. d. M. beträgt c. 34 m, kommt also ungefähr der der marinen Grenze gleich. Weil der Bänderton für seine Sedimentation tiefes Wasser fordert, kann er im spätglazialen Meere nicht gebildet worden sein, sondern muss hier ein Stauwasser gewesen sein. Dieses war wohl identisch mit dem Peipus-Eissee (siehe unten).

Auf der Nordseite des Friedhofs von Iwangorod ist oben auf dem Tafellande eine deutliche Abrasionsterrasse in einem Moränenhügel gegen N exponiert. Ganz offenes Land umgibt den Hügel. Die Höhe des Terrassenfusses ü. d. M. beträgt 30 m. Offenbar liegt hier die marine Grenze vor.

Das Innere von Estland.

Der Lauf der Narowa zwischen dem Wasserfall und Peipus bietet nichts besonderes vom grösseren Interesse. Aufwärts von Joala bis Žagriwje ist das Strombett sehr flach und määnderisch, und in den niedrigen Erosionsprofilen sieht man feinen gelagerten Flusssand. Sumpfiges, ebenes Wiesenland dehnt sich an den Seiten meilenweit aus. Das Land steigt südwärts sehr langsam, so dass das 25 m-Niveau erst bei Kriuschki erreicht wird. Bei Žaraj giebt es am rechten Flussufer eine Ziegelei und einen Abbau in einem grauen Bänder-ton von echt glazialen Aussehen. Dieser Ton kommt auch nebenbei im Erosionsufer der Narowa zum Vorschein und wird von Heidesand überlagert. Die Stelle befindet sich ungefähr halbwegs zwischen Narwa und Peipus, und die Meereshöhe dürfte die der marinen Grenze erreichen. Der Ton ist offenbar, wie der südlich von Narwa, in einem Stauwasser abgesetzt worden (Peipus-Eissee). Erst oberhalb dieser Stelle werden die Ufer der Narowa höher und der Stromlauf wird schneller. In den Erosionsprofilen sieht man nicht mehr Flusssand sondern Moräne, und zahlreiche freigespülte Blockhaufen liegen an den Ufern. Etwas näher an Sirenez — am Peipussee gelegen — hat man die Stromschnellen passiert und der Lauf ist wieder sehr ruhig. Das Land an den Seiten ist flacher sumpfiger Wiesenboden. Hier sieht man an der linken Seite der Narowa eine Mehrzahl alter verlassener Määnderbögen, die vom Fluss jedoch nicht abgeschnürt sind, obwohl kein Stromlauf in ihnen zu sehen ist. (Siehe die Kartenskizze Fig. 14). Diese Määnder sind zu einer Zeit entstanden, während der die Narowa noch nicht den Moränenriegel oberhalb Žagriwje durchbrochen hatte, sondern über ihm floss. Damals war selbstverständlich der Lauf der oberen Narowa sehr träge, wovon eben diese alten Määnder Zeugnis tragen.

Ein Bauer aus der Sirenezgegend erzählte mir, dass daselbst an einigen Stellen grauer Ton, und, falls ich ihn recht verstanden habe, gebänderter solcher vorkommt. Als ich diese Nachricht bekam hatte ich leider nicht Gelegenheit die Tonvorkommnisse aufzusuchen.

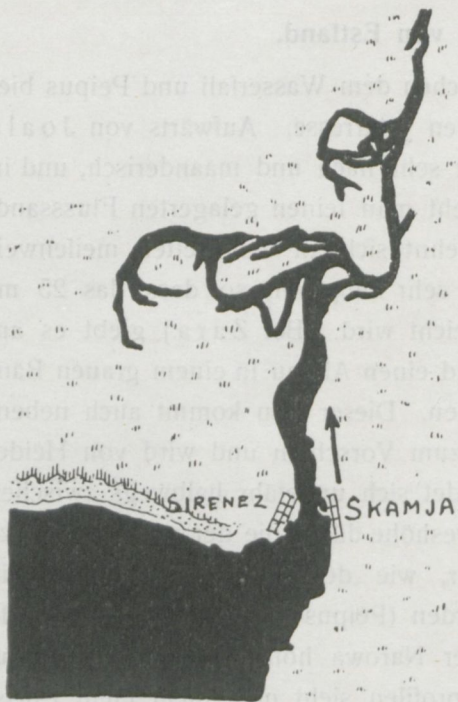


Fig. 14. Ausfluss der Narowa aus dem Peipussee. Masstab 1:126 000.

Wahrscheinlich liegt aber auch hier Stauseeton vor.

Das grosse Tiefland im Norden des Peipus hängt ohne Grenze mit der ausgedehnten Ebene des NW-lichen Ingermanlands zusammen. Hie und da wird diese Ebene durch Moränenakkumulationen etwas gestört, wie an der mittleren Narowa (siehe oben), sonst sind die Oberflächenformen sehr flach. Zum grössten Teil mag der Boden aus Sand bestehen, mindestens in der Oberfläche, während, wie oben gezeigt wurde, das Vorkommen des Bändertons nicht ausgeschlossen ist. Der leicht bewegliche Sandboden ist oft vom Winde etwas umgeformt.

So trifft man im N des Peipus eine grosse Schar ungefähr NE—SW streichender kleiner, auf der Karte wurmförmig aussehender Dünenwälle, die oft von Moorboden umgeben sind. Sie markieren offenbar successive Lagen eines Strandes, der sich gegen SE zurückgezogen hat. Diese Strandverschiebung kann jedoch nicht als ein Resultat einer Landhebung angesehen werden, weil die Gegend über der marinen Grenze liegt. Meiner Auffassung nach sind diese Wälle als Eissestrandbildungen zu deuten.

Besonders erwähnenswert ist der lange Ås, der sich in NE—SW-licher Richtung vom Gute Illuk bis zum Gute Isak erstreckt. Er ist ein ausgeprägter sehr geradlinig verlaufender Rücken, der scharf gegen das äusserst flache Terrain an den Seiten kontrastiert. Näher an Illuk ist der Ås am schmalsten und das dortige Ende wird von mehreren Seen umgeben, von denen einer hart an der Ostseite hin-

streicht und wohl als ein wassererfüllter Åsgraben anzusehen ist. Auf der Mittelstrecke des Ås' kommen mehrere Åsgruben, die alle von Seen eingenommen werden, vor. In der Gegend von Terefer sind die Oberflächenformen des Ås' sehr unruhig (Kamesartig). Die höchste Stelle des Ås' erhebt sich, wo die Kirche Isak gelegen ist, bis zu 37.5 m über dem umgebenden flachen Boden. In den an der Landstrasse liegenden Entblössungen zeigt sich das Material als grobes Rollsteingrus, wo die Steine beinahe ausschliesslich aus Silurkalkstein bestehen. Auf der Mittelstrecke des Åses scheint das Material mehr sandig zu sein.

Diese 3 Meilen lange Åsbildung zeigt sich durch ihren geradlinigen Verlauf, durch ihre im Verhältnis zur Abdachung des Landes inkonsequente Lage, durch ihren Imparallelismus mit allen übrigen im Mittelestland sich vorfindendem Åsar und durch ihre zu den Schrammen normale Lage als eine glaziale Randbildung, die dem Typus des Salpaus-selkä (in SüdFinland) angehört. Der SW—NE streichende Rand des Landeises hat hier eine längere Zeit Halt gemacht und den stattlichen Randås aufgebaut. Diese Zeit fiel wohl mit derjenigen zusammen, als ein grosser Stausee sich über dem heutigen Peipusbecken sowie über die Narowasche Niederung erstreckte. Der Stausee wurde im NW durch den Eisrand begrenzt, und der Randås wurde wahrscheinlich subaquatisch aufgebaut.

Die Fortsetzung der Randlage gegen NE kann nicht weiter im flachen Lande verfolgt werden; dagegen könnte man wohl die Blauberger bei Waiwara als eine freistehende synchrone Randbildung ansehen. Diese Höhen bestehen jedoch, wie ich stellenweise beobachten konnte, nicht aus Rollsteingrus, sondern aus Moräne.

Bei Atzalam tritt flacher Riechboden auf, und kann bis zu Jewe verfolgt werden. In dieser Gegend hat man den typischen Bodenmoränenbereich des Silurgebietes betreten. Es scheint als sei der lange Randås eine Scheidemauer zwischen den Riechboden in W und den sandigen Alluvialboden in E und SE. Dieser Umstand steht auch mit der Entstehungsweise des Randås' im Einklang, indem der Sandboden als extramarginale Deltamassen, der Riechboden in W als inframarginal aufzufassen sei.

Die ganze Nordküste des Peipus ist wie das Hinterland sandig. Der Strand wird von einem ununterbrochenen Dünenwall begleitet. Bei Sirenez, am Ausfluss der Narowa hatte ich Gelegenheit diesen Wall näher zu studieren. Es zeigte sich, dass der Wall, wie übrigens schon längst v. HELMERSEN ¹⁾ hervorgehoben hat, landeinwärts wandert, zugleich findet aber eine positive Verschiebung des Strandes statt. Diese wird durch folgende Umstände offenbar: An der Wasserlinie gleich unter dem 1 m hohen Erosionshaken des lichten Sandbodens taucht ein Lager schwarzbraunen Ortsteins empor, hie und da draussen in der Brandung als ein durch die Abschleifung der Wellen bizarr geformtes Riff. Auf diesem Lager liegt am Strande Bleicherde und darüber eine Humusschicht, die zahlreiche auf den Wurzeln stehende Stümpfe führt. Hier liegt also ein typischer, kräftig podsolierter Waldboden vor, der bis in den See hinausreicht. Ja, hie und da sieht man sogar Kiefer, die in der Brandung stehen geblieben sind. Einige Schritt landeinwärts erheben sich die eigentlichen Dünenhügeln, und unter ihnen liegt also wie ein Fundament der alte Waldhorizont. Die seewärts gerichteten Dünenabdachungen sind sehr stark winderodiert, so dass steile Böschungen, die die diagonale äolische Schichtung deutlich offenbaren, sehr oft vorkommen. Hie und da sind vereinzelte „Erosionszeugnisse“ stehen geblieben, während der umgebende Sand ganz weggeblasen worden ist, so dass sogar der unterliegende Waldboden hervortritt. Bei meinem Besuch am Strande herrschte ein kräftiger Süd Sturm, und die geologischen Agentien — Brandung und Wind — wirkten auf eine instruktive Weise. Unerlässlich bespülten die Wellen den lockeren Erosionshaken, und grosse Parteien des Sandbodens glitten ins Wasser. Der heranstürmende Wind riss den feinen Sand von den Luvseiten der Dünen weg, und die Staubwölken wurden weit in der Wald hinein, hinter den Dünenwall getrieben. Hier im Schutze grosser Kiefern lagerte sich der Sand ab und man konnte fasst beobachten, wie die Sträucher immer tiefer im Strandboden begraben wurden. Mehrere Kiefern waren schon bis zur halben Höhe

¹⁾ Der Peipussee und die obere Narowa. Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, Bd 24. 1864. Seite 24.

von Sand umgeben. — Es ist offenbar, dass der Dünensand einmal den ganzen im Strande sichtbaren Teil des alten Waldbodens bedeckt hat, aber auch, dass die Bildung dieses Waldes der Dünensandinvasion vorausgegangen ist. Als Wald dort, wo jetzt die Strandebene liegt, wuchs, war er wohl von einer Dünenkette im Süden vorgelagert und der Strand war noch weiter entfernt. Die kräftige Podsolierung deutet auf eine lange ruhige Wachperiode, die der Sandinvasion voranging.

Im E von Novaja Djerewnja ist der Dünenwall sehr ausgeprägt und man sieht in ihm über lange Strecken hin frische Erosionsprofile. Hierdurch tritt, schon aus grosser Entfernung gesehen, ein alter Waldhorizont hervor, die lichte Sandmasse als ein dunkles welliges Band durchziehend. Zwischen Logowjes und Tschorna ist der Küstenwall nur schwach entwickelt. Das Hinterland ist eine sumpfige Wiese. Von Tschorna nach Tormahof fährt man grösstenteils über einen sandigen Alluvialboden. Nahe E von Tormahof zieht sich eine deutliche alte Strandstufe hin, die mit der von SCHULTZ ¹⁾ erwähnten identisch sein mag. Nach ihm läuft ein alter Strandwall von Nermal über Kiwi-Nömm, wo er sich verzweigt. Der eine Zweig geht in einem Halbkreis nach Tormahof, der andere nach Loweré. Von Torna nach Koddäfer läuft auch eine Strandlinie. Alle diese stammen wahrscheinlich von der Zeit des Peipuseissees.

*

Zwischen Sonda und Kappel durchschneidet die baltische Eisenbahn einen N—S streichenden Äs.²⁾ Dieser erhebt sich ganz unvermittelt aus dem ebenen Lande. Im seinen nördlichen Teil ist er am breitesten und zeigt sich oben etwas plateauartig. Weiter südwärts geht er in einem scharfen Bogen nach Osten einen kleinen See, Uljast herum, der den letzten Rest eines grösseren Sees, der durch Moorbildung verschwunden ist, repräsentiert. Vom See nach Süden

¹⁾ Zitiert nach G. v. HELMERSEN (1869, I. S. 23).

²⁾ Schon von FR. SCHMIDT erwähnt (Изв. Геол. Комитета. 1882).

verläuft der Ås ziemlich gerade in meridionaler Richtung und ist hier bedeutend verschmälert. Noch weiter südwärts löst sich der Åsrücken in eine Schar von kleinen Åshügeln auf. Der Eisenbahndurchschnitt zeigt, dass das Material aus grobem sandigem Rollsteingrus besteht. Die Rollsteine sind fast ohne Ausnahme silurischer Kalkstein.

Je mehr man sich Wesenberg nähert, desto mehr verschwindet der flache, monotone Landschaftscharakter, und wellige Terrainformen stellen sich ein. Im Süden der Bahnstrecke Kappel—Wesenberg erhebt sich ein hügeliges Gelände das genau das Aussehen einer stark coupierten Endmoränenlandschaft besitzt. Auch endmoränenartige Wälle kommen in diesem Gebiete vor, von denen einer in NE—SW-licher Richtung streicht; ein anderer kleinerer mehr in der Richtung E—W. Ein langer schmaler Schrammenås läuft aus dieser Hügellandschaft nach Südosten von Soosang aus.

Die Stadt Wesenberg ist am Nordende eines langen, aber vielfach unterbrochenen Åsbildung gebaut. Dieses Nordende erhebt sich ganz unvermittelt aus dem Flachlande und schwillt gleich zu bedeutender Breite aus. Sein Rücken ist jedoch nicht plateauartig, sondern trägt genau das Aussehen einer Kameslandschaft mit zahlreichen kesselrunden Senken und dazwischenliegenden Buckeln (siehe die Abbildung 16). Nach Süden zu verschmälert sich der Ås etwas und hört dann plötzlich auf, um kurz darauf weiter südwärts in einem isolierten Åsbuckel seine Fortsetzung zu finden. Dieser Hügel besitzt eine etwas ausgezogene Südabdachung, und wo diese aufhört, da erhebt sich wieder ganz unvermittelt ein neuer Åsrücken. Dieser ist der längste der drei Glieder. Er verschmälert sich südwärts doch bedeutend und im Westen des Gutes Innis ist er zu einem ganz schmalen und niedrigen Kamm geworden. Noch weiter nach Süden verliert sich der Ås allmählich in den flachen Grusböden der Gegend von Koerovere. Diese drei Partieen des Wesenberger Ås' markieren vermutlich drei Phasen der Åsbildung, und die Lücken dazwischen sind wohl als sogenannte Interzentren aufzufassen.

Vielleicht gehört noch ein Glied zu dieser Wesenberger Reihe. Im Nordwesten der Stadt erhebt sich nämlich ein kurzer Åsrücken, der

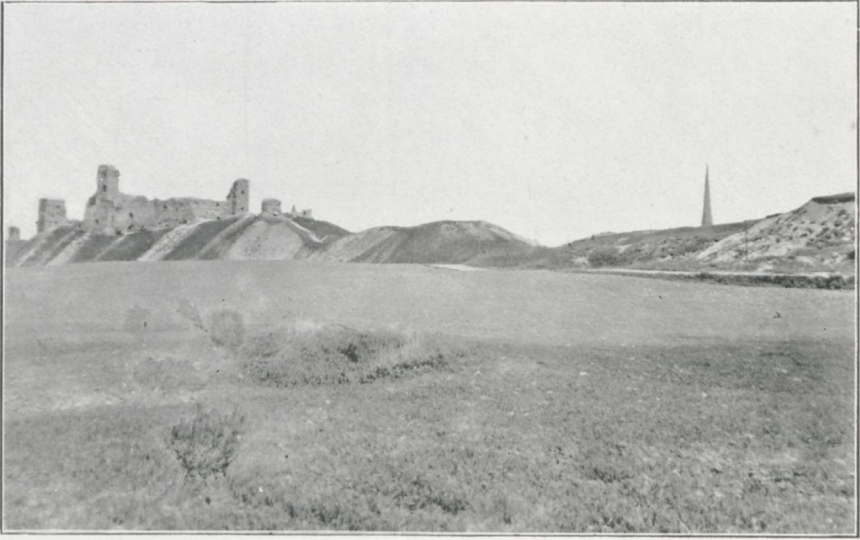


Fig. 15. *Der Wesenberger Ås vom SW gesehen.*

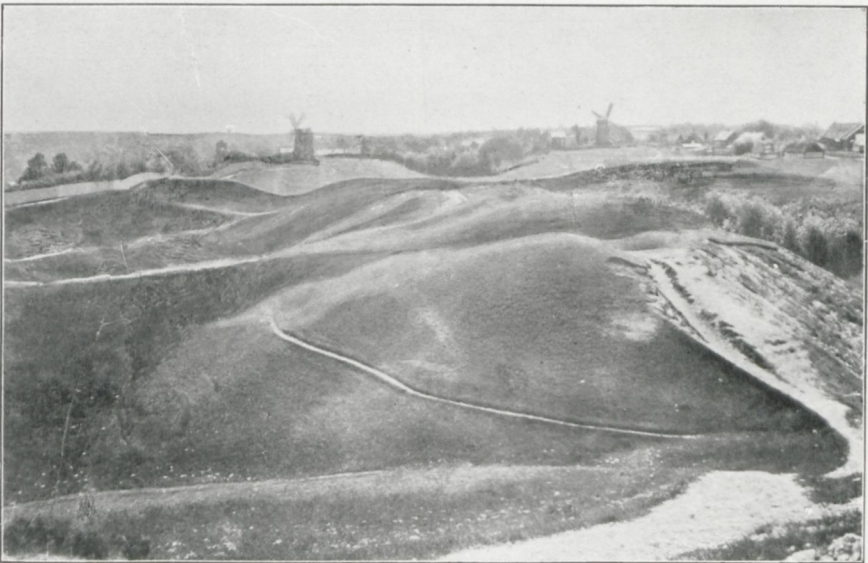


Fig. 16. *Der Wesenberger Ås von der Ruine aus nach Süden gesehen. Die Oberflächenformen tragen einen wahren Kames-Topographie-charakter.*

weit umher sichtbar ist. Die Bevölkerung nennt ihn Pahimäggi. Seine Entfernung vom Nordende des Wesenberger Ås' ist c. 5 Werst. Er besitzt ganz genau dieselbe Topographie wie der Åsrücken bei der Stadt Wesenberg, nämlich die einer Kameslandschaft. Die Terrainformen erscheinen um so prachtvoller, als keine andere Vegetation als kurzes Gras den Boden bedeckt.

Was das Material dieser Åsbildungen anbelangt, zeigt ein grösserer Aufschluss an der Westseite des Stadtåses von Wesenberg, dass grober Rollsteingrus in den oberen Partien vorherrscht, während etwas weiter unten grober Sand und Rollsteingrus in schneller Wechsellagerung erscheinen. Die Schichten dachen sich nach dem Inneren des Åses ab. Petrographisch besteht der Rollsteingrus aus Silurkalkstein mit ganz bescheidenen Mengen eingemengter kristalliner Gesteine. Der grobe Sand zeigt auch, dass die Körner zum grössten Teil aus Silurkalkstein bestehen. HOLM (1884) führt an, dass in einem Aufschluss neben der Ruine des Ordensschlusses, Krossteingrus das glazifluviale Material überlagert. Dies mag doch auf einen Irrtum ruhen, und kann so erklärt werden, dass von der Ruine ausgewitterte Partien in grosser Menge heruntergefallen sind. Sie sind oben am Fusse des Schlosses von Gras bekleidet und nur unten, wo das Material entblösst ist, kommen sie als eine oberste Schicht zum Vorschein. Am Distalende des Stadtåses herrscht glazifluvialer Sand vor, ganz in Übereinstimmung mit der Bildungsweise eines Åses.

Das Material von Pahimäggi ist in mehreren Gruben entblösst. Es besteht aus Rollsteingrus wie der Stadtås, aber scheint doch etwas mehr sandig zu sein. Alle Rollsteine sind aus silurischem Kalkstein zusammengesetzt.

C. 1 Werst von Wesenberg aus nach Haljall liegt eine Ziegelei, wo man einen nebenan vorkommenden Bänderton von grauer Farbe, abbaut.

Die Topographie in der Umgegend von Wesenberg ist, abgesehen von den Åsarn, flachwellig mit NW—SE streichenden flachen Landrücken. Ob diese ganz aus quartärem Material (Richk) bestehen und dann wohl zunächst als etwaige Drumlinbildungen zu deuten

wären, oder ob sie einen festen Kern von Silurkalkstein besitzen, ist, da jegliche Aufschlüsse mangeln, nicht zu entscheiden. Jedenfalls beobachtete ich in einem solchen Rücken einige Werst NE von Wesenberg an der Kundaschen Bahn einen Steinbruch im Silurkalkstein ganz nahe an der Oberfläche. Dieser Rücken, der einer der repräsentativsten ist, besteht sonach wenigstens aus Kalksteinfels, von quartärem Material verhüllt.¹⁾ Die parallel mit den Rücken laufenden langen Senken sind von Morästen und Wiesenland eingenommen. Die Bäche der Gegend suchen diese flachen Talzüge auf.

Zwischen den Stationen Katherinen und Wesenberg sieht man zahlreiche Eisenbahndurchschnitte Hügeln hindurch, die alle aus Krossteingrus (Richk) aufgebaut sind. Die Steine, die sich an der Zusammensetzung der Bodenart beteiligen, sind alle klein und von splinterigen Formen. Sie bestehen beinahe alle aus Silurkalkstein. Der zweite Komponent ist zimtbrauner Sand. Kristalline erratische Blöcke sieht man nicht viel an der Oberfläche. In den Depressionen zwischen den Hügeln beobachtet man oft grauen feinen Sand, mit Geschieben aus Silurkalkstein gemengt, oder kommt in diesen auch typischer Richk vor.

In der Gegend von Taps treten mehrere Åsrücken auf (siehe die Karte). Der nördlichste von allen ist ein langer, schmaler, schwach gekrümmter Rücken, der im Norden bei Vitna an der Reval—Narvaschen Strasse seinen Anfang nimmt. Da ist er ausnahmsweise ziemlich breit und sehr sandig. Zwei kleinere Seen, wassererfüllte Åssenken, kommen vor. Von Somuksche aus nach Süden ist der Ås dagegen ein sehr schmaler Strang von Sand und Grus. Er endet bei Kerpeküllä. Ein einfacher Rücken ist er doch nicht auf der ganzen Strecke, sondern zeigt einige Verzweigungen meistens in der Form von „Zuflüssen“ d. h. von unter spitzem Winkel vom Norden zustossenden Åsstücken. Ein anderer gleich schmaler und noch längerer Ås läuft von Kendes zuerst nach SSE, dann gerade nach

¹⁾ In der amerikanischen Glaziallitteratur trifft man für gleiche aus festem Gestein bestehende Drumlinrücken die Bezeichnung „*Rocdrumlins*“. (Siehe H. L. FAIRCHILD, *Drumlins of Central Western New York*. N. Y. State Museum Report 60. 2. 1906.)

S, und hört erst in der Nähe der Station Taps auf. Das Nordende des Ås' ist eigentümlich scharf nach Westen in einen Haken gedreht. Sonst ist der Ås sehr schmal und entbehrt „Zuflüsse“ oder Verzweigungen. Die Gelände an den Seiten des Ås sind flache bewaldete Sümpfe. Ein viel kleinerer Ås-strang läuft gleich im NE der Station Taps in N—S Richtung und ist genau von derselben Natur wie der eben beschriebene Ås. Das Material ist hier typischer Rollsteingrus, wo die Steine aus Silurkalkstein bestehen. Die Topographie des Åses bietet nichts Besonderes. Die scharfe Rückenform dominiert, und der Ås windet sich sehr schwach. Ganz kleine Åsgruben („Pot-holes“) kommen hie und da vor. Der Ås ist auch wie der vorige von flachen Geländen umgeben. Doch ist hierbei erwähnenswert, dass der Ås auf seiner Ostseite einen Moor ziemlich hoch aufstaut. Auf der Westseite kommt wohl mooriger Boden vor, aber aus diesem wölben sich flache glazifluviale Buckeln hervor. Zwischen Taps-Gut und Rennefer läuft ein gleich schmaler Ås in der Hauptrichtung NNW—SSE. Er besteht aus vier verschiedenen ungleich langen Gliedern, die von einander durch scharf markierte Interzentren getrennt sind. Das Land herum ist ziemlich hügelig und besteht aus Krossteingrus (Richk).

Von Mäoküllä an der baltischen Bahn, gleich im Westen von der Station Katherinen zieht sich in SE-licher und später in S-licher Richtung ein glazifluvialer Hügelzug bis zur Nähe vom Schloss Borkholm hin. Obgleich das Ganze zweifelsohne eine Åsbildung ausmacht, sind doch die Oberflächenformen en details ziemlich identisch mit denen einer Kameslandschaft. Besonders in der Gegend von Meggede schwillt der Åszug zu einem breiten Gürtel aus, der eine stark wellige Oberfläche darbietet. Das Material ist vom typischen Rollsteingrus zusammengesetzt, und petrographisch bestehen die Steine aus Silurkalkstein. Sand zwischenlagert, und die Schichtung des Ganzen ist sattelförmig, mit der Oberfläche der Hügel konkordant, mindestens in den mir zugänglichen Aufschlüssen.

Das kleine Flüsschen, das an Taps vorbei strömt, kommt aus der hügeligen Gegend einige Meilen SE von Taps. Es durchströmt einen kleinen Talzug, der seinen Anfang beim Schloss Borkholm nimmt

und sich dann gerade nach Taps zu zieht. Der Boden des Tals ist flach und sumpfig. Ein ziemlich ausgeprägter Ås folgt diesem Tal der Westseite entlang, und an der unteren Kante der Talgehänge. Dieser Ås, der aus grobem Rollsteingrus besteht, besitzt ausgeprägte Interzentren, mit dazwischenliegenden sich scharf hervorhebenden Åskämmen. Der Talzug war offenbar fertig gebildet, als der Åsrücken entstand.

Bei der Station Tamsal befindet sich ein grösserer Eisenbahndurchschnitt durch einen Hügel der aus typischen Richk aufgebaut ist.

Einige Werst südlich von der Station Weggewa ist eine grosse Kiesgrube in der Westseite eines die Gegend dominierenden Hügels angelegt. Das Material ist sehr sandig. Die hohen Profile zeigen horizontal geschichtete Sandlager, aber oft sind auch Parteen diskordant geschichteten Sandes eingeschaltet. Wo der Sand gröber ist, kommen Körner von Silurkalkstein am meisten vor. Sonst ist der Sand ziemlich kiesig. Schmalere Lagern von Rollsteingrus sind hie und da eingeschichtet.

Näher an der Station Weggewa kommt glazifluviales Material in grosser Menge vor, flachere Hügel bildend. Hier ist aber Rollsteingrus am meisten zu sehen. Die Rollsteine bestehen fast alle aus silurischem Kalkstein, und zeigen oft beinahe Kopfgrösse. Grober, kalkreicher Sand kommt auch vor, gewöhnlich diskordant geschichtet.

In der Umgegend der Station Lechts an der baltischen Bahn (W von Taps) kommt hügeliges Gelände vor. Der Boden scheint nur aus gewöhnlichem Richk zu bestehen. Die Terrainformen sind nicht stark coupiert wie in Kameslandschaften, sondern zeigen mehr flachwellige Züge. Näher an der Station Charlottenhof (nach Reval zu) bemerkt man indessen, dass der Boden sandig wird (Heidesand). Auch bemerkt man einen langen, tiefen Eisenbahndurchschnitt durch einen Sandhügel gleich im Osten von der Station. Hier befindet sich in der Tat das südliche Ende eines breiten Gürtels von Sandhügeln und -åsar, der sich in einem nach Osten flach gekrümmten Bogen von Keikerve im Norden nach Süden zieht. Die einzelnen Åsstückchen verlaufen ziemlich gewunden, und einige von ihnen sind sogar in der

Richtung E—W gedreht. Mehrere kleine Seen kommen inmitten dieser Åslandschaft vor. Sie wird von grossen Morästen und Sümpfen umgeben, und besonders im Westen des Åsgürtels breiten sich unübersehbare Moore aus. Von der Bahn bemerkt man in diesen grössere Torfstiche.

Südlich von der baltischen Bahn läuft zwischen Kautla im Norden und Maitsimme im Süden ein langer schmaler Ås. Seine nördliche Hälfte ist in NW—SE-licher Richtung orientiert, seine südliche in N—S-licher. Grösstenteils ist er ein einfacher Rücken; näher an Maitsimme wird er doch in mehrere auf einander folgende Glieder zerstückelt. Ja, aus dem Moore, der sich von der Südende dieses Åzuges meilenweit ausbreitet, ragen kleine Åsrücken hervor, die sich gerade in der Fortsetzung des Åses befinden.

Im Westen und Südwesten von der Stadt Weissenstein breitet sich eine echte Drumlinlandschaft aus. Die langelliptischen Hügel sind gewöhnlich eine Werst lang und laufen alle genau parallel mit einander in der Richtung NNE—SSW. Aufschlüsse waren nicht vorhanden, die Auskunft über den Aufbau der Drumlinhügel hätten geben können. Von der Seite aus gesehen ist die Rückenform immer sanft ansteigend. Die Senken zwischen den Rücken sind von sumpfigem Wiesenland eingenommen.

In der Gegend der Station Kedenpäh an der schmalspurigen Bahn, die von Reval südwärts bis Fellin führt, befindet sich ziemlich coupiertes Gelände. Es bildet die Höhengschwelle von Odenkatt. Einzelne Hügel ragen isoliert auf, andere sind mehr flach. Jede regelmässige Anordnung der Hügel fehlt. In tieferen Eisenbahndurchschnitten durch die Hügel sieht man, dass das Material aus grobem Rollsteingrus mit geschichtetem Sand besteht. Petrographisch bestehen alle Steine aus Silurkalkstein. Zwischen Kedenpäh und Lelle sieht man auch einen Bahndurchschnitt, aber hier ist nicht mehr Rollsteingrus, sondern gewöhnlicher Rieck vorhanden. Die Hügelformen sind hier auch etwas flacher (Grundmoränenlandschaft).

An der Station Hermet, etwas nördlicher liegend, breitet sich eine flache Senke aus, die von niedrigen Rieckschwellen umgeben ist.

In der Mitte dieser Senke befindet sich eine Ziegelei und eine grosse Tongrube. Die Oberfläche dieses Tones befindet sich 59,5 m ü. d. M. also offenbar oberhalb der marinen Grenze der Gegend. Denn diese wird, wie oben dargelegt worden ist, etwas nordwärts bei Kappakoi in einer Höhe von c. 50 m ü. d. M. angetroffen. Der Ton ist also ein supramariner Glazialton. Solche Vorkommnisse werden auch von HOLM und NATHORST (1891, S. 128) erwähnt und als fossilienleer bezeichnet.

Das nordwestliche Ingermanland.

Der Landstrich zwischen Narwa und Jamburg ist sehr eben gestaltet (Silurtafel). Der Stadt Jamburg vorbei fließt der Lugafluß in einem Erosionstal, das etwas oberhalb der Stadt in den silurischen Kalksteinschichten ziemlich flach eingesenkt ist, abwärts aber schnell an Tiefe zunimmt. Gleich unterhalb der Stadt sieht man nicht mehr den Kalkstein, sondern nur kambrischen Sandstein, obwohl die Erosionsufer beinahe 10 m hoch sind. Der Sandstein wird an den Seiten des Flusstales von Heidesand überdeckt. Der Fluß bildet oberhalb der Stadt über den Kalksteinschichten Stromschnellen, unterhalb aber im Bereiche des Sandsteins fließt er mit ruhigem Lauf. Das tiefe Erosionstal kann abwärts bis zum Dorfe Bolschoj Luzk verfolgt werden. Dort hört es plötzlich auf, d. h. der Rand des Sandsteinplateaus wird hier erreicht und eine weite Alluvialebene tritt entgegen. In den Erosionsufern des Lugaflusses sieht man feinen gelagerten Sand. Mitten im Alluvialboden eingesenkt kommen kleine teilweise halbmondförmige Teiche vor, die flach sind und auf höherem Niveau als das gegenwärtige Strombett des Lugaflusses liegen. Sie sind natürlich Reliktseen einer älteren Flussebene. Offenbar ist dieser Alluvialboden als ein altes Delta der Luga anzusehen. Die Bildungszeit desselben fiel wohl mit einem Stande des Meeres zusammen, als der Sandsteinplateaurand Ufer war. Die Höhe der Plateauoberfläche ü. d. M. beträgt nach der Generalstabskarte c. 20 m. Das Alter des Deltas ist am wahrscheinlichsten als spätglazial anzusehen. Das Apex wird flussaufwärts von einer ausgeprägten Terrassen-

linie an den Ufern fortgesetzt. Die spätglaziale Transgression reichte jedoch wahrscheinlich etwas mehr landeinwärts, oberhalb Jamburg. Dafür spricht u. a. der Reichtum an Schwemmsand oben auf dem Taffellande an der Stadt selbst.

Der Glintrand verändert bei Jamburg seine ostwärts bis dahin reichende W—E-liche Streichrichtung in eine beinahe S—N-liche. Wegen des schlechten Kartenmaterials (Generalstabskarte, Masstab 1:126 000) ist es jedoch nicht möglich den Verlauf genau zu verfolgen. Eine ausgeprägte Terrainstufe erstreckt sich jedoch zwischen den Dörfern Alexejefka und Kotlyi. Oberhalb dieser Stufe dehnt sich eine reich bebaute Landschaft aus, unterhalb aber sind auf der Karte weite moorige Wälder bezeichnet. Diese deuten auf Alluvialboden (submarinem Land) hin. Der letztere geht nach W ohne Grenze in die Sandniederung der unteren Narowa über. Der Lugafluss durchfließt die Niederung in einem grossen Bogen gegen Westen. Die Krümmung wird durch höhere Landschwellen, die über das Flachland hinaufragen, bedingt. Während der Zeit als der Glintrand Meeresufer war, bildeten diese Schwellen Inseln. Sie werden an allen Seiten von Stufen begrenzt. Eine ähnliche Insel mag auch der grösste Teil der Halbinsel Lipowa gewesen sein.

Dass die besprochene Niederung äusserst flache Oberflächenformen besitzt, geht daraus hervor, dass der Lugafluss von Mannofka abwärts einen trägen Lauf mit zahlreichen „lebenden“ und abgeschnürten Mäanderbögen hat. Auch die früher erwähnte Bifurkation der Rossona zur Narowa herüber beweist dasselbe.

Dass die ganze Niederung im Norden von Narwa—Jamburg als eine fluviatile Ablagerung aufzufassen ist, unterliegt wohl keinem Zweifel. Nicht bloss, dass zwei grössere Ströme dieses Gebiet durchziehen, sondern auch, dass jetzt verlassene alte Strombetten hier auftreten, spricht dafür, dass hier eine Ablagerung genannter Natur vorliegt. Ein solcher alter Flusslauf kann von Sala gegen NNE bis zur Bucht Koporja verfolgt werden. Er wird jetzt von drei, in einer Reihe liegenden langgestreckten Seen, Osero Babajskoje, Glubokoje und Kopjekskoje markiert. Dieses alte Strombett

könnte wohl als ein verlassenes Unterlauf des Lugaflusses aufgefasst werden.

In der Gegend von Koporje verläuft, wie G. DE GEER (1894) gestützt auf hypsometrische Karten des Generalstabs nachgewiesen hat, die marine Grenze als eine 3 km lange Abrasionsterrasse, deren Fuss 38 m ü. d. M. liegt.

In der Nähe von Peterhof trifft man die Grenze wieder als eine Abrasionsterrasse, 30 m ü. d. M. gelegen an.

Im Jahre 1885 untersuchte SCHMIDT die Landstrecke zwischen den Flüssen Luga und Pljussa sowie die Küstengegend des Petersburgschen Gouvernements nördlich von der baltischen Bahn. Er hebt, wie schon KUTORGA nachgewiesen hat, den grossen landschaftlichen Kontrast zwischen dem Silurgebiet im Norden und dem Devongebiet im Süden hervor. Dort ein sehr flaches Terrain, hier eine hügelige Moränenlandschaft mit tief einschneidenden Flusstälern. Auf der Generalstabskarte (Masstab 1:126 000) treten diese Umstände auch deutlich hervor. E vom Lugafluss wird der Boden jedoch höher und trägt mehr abwechselnde Oberflächenformen.

Man ist wohl berechtigt zu vermuten, dass der grosse Peipus-Stausee, der sich über dem Flachlande an der oberen Narowa ausdehnt und Bänderton an mehreren Stellen dort abgesetzt hat, auch die Ebene östlich von hier, oder ganz bis zum Lugafluss, an dessen rechten Seite höheres Land entgegenkommt, überflutet hat. Vielleicht könnte man alte Strandwälle dieses Stausees auffinden, wenn man die Grenzgebiete zwischen dem Flachlande und den höheren Gegenden sowohl östlich der Luga als im Süden zwischen Peipus und der mittleren Luga näher untersuchte. Alle Flüsse, die vom Süden kommen (Pljussa, Luga u. a.), zeigen in der Hügellandschaft südlich der Ebene tiefe Erosionstäler. Diese verschwinden plötzlich mit dem Überschreiten der erwähnten topographischen Grenze. Der Lugafluss senkt sich aber am Glintrande, wie oben besprochen worden ist, in eine Talschlucht, die infolge des schroffen Höhenwechsels des Glints bedingt ist und die auf Veranlassung zurückgreifender Erosion landeinwärts verlängert wird.

Das Devongebiet.

Das nördliche Livland.

Die Gegend von Pernau in weiterem Sinn ist ausserordentlich flach. Erst allmählich steigt das Land nach Nordosten und Osten an. Der Boden ist meistens von ungeheuren Wäldern und Sümpfen eingenommen. In der Nähe der Küste breiten sich Heidesandmarken aus. Dass der Sandboden hier von nicht unbedeutender Mächtigkeit ist, kann man schon daraus schliessen, dass die Flüsse, die die Pernauschen Bucht zuströmen, ziemlich tiefe Erosionsrinnen eingegraben haben. Durch einer Reihe von Bohrprofilen hat Doss (1907) vor einigen Jahren die Geognosie des Bodens von Pernau ziemlich genau aufgeklärt. Die 41 Bohrlöcher geben folgende Stratigraphie der Gegend an:

Zu oberst liegen Meeressande, in der Oberfläche oft in Flugsandbildungen umgeformt. Folgende Fossilien wurden im Meeressande angetroffen:

Cardium edule L.

Hydrobia baltica Nilss. (untergeordnet).

Tellina baltica L.

Pisidium sp. (Bruchstücke).

Die Mächtigkeit dieser Ablagerung beträgt c. 5—6 m. Die Höhe ü. d. M. (Pernauer Pegel) ist innerhalb der Stadt an einer Stelle gemessen worden und beträgt 4.96 m. Unter diesem Sande lagert ein plastischer, leicht aufblätternder Bänderton von orangegrauer-violetter Farbe. Die Bänder sind 0.5 bis 2 mm dick. Die Farbennuancen wechseln in den einzelnen Bändern äusserst wenig. Eine von Doss unternommene Schlammung gab nur negatives Resultat. Nicht einmal Diatomacéen wurden angetroffen. Ein Probestück vom

Bohrloch Waldhof II wurde von LUTZ analysiert, und war die Menge von

Ca O	1.16 ‰
Mg O	1.48 „
Fe ₂ O ₃ + M ₂ O ₃ . .	7.03 „

Die Mächtigkeit des Bändertons schwankt zwischen 5.49 und 17.98 m. An einer Stelle wurde (ausnahmsweise) nur 2.13 m gemessen. Das Liegende des Tons ist ein grauer Geschiebemergel oder ist er von diesem durch Lager glazifluvialen Materials getrennt. Die Mächtigkeit dieser letzteren erreicht max. 7.76 m. Die grösste Mächtigkeit des Geschiebemergels beträgt 16.14 m. Diese Glazialbildungen ruhen direkt auf silurischen Schichten.

Auf der Ostseite der Pernauschen Bucht zieht sich c. 30 Werst vom Strande entfernt eine Reihe alter Dünen vom Gut Ula nach Gutmannsbach. Die Dünen sind nach SCHMIDT (1887, a), durch Aufblasen eines flachen, sandigen Strandwalls entstanden. In den Überresten dieses Walls sieht man stellenweise Anhäufungen von marinen Mollusken. Die Zwischenstrecke zwischen Wall und Meer ist mit Torfmooren überkleidet.

Auf der gegenüberliegenden Seite der Pernauschen Bucht in der Nähe des Gutes Podis ist nach SCHMIDT (1887, a) in 1—2 Werst Entfernung vom Meer ein alter Strandwall 30 Fuss ü. d. M. gelegen. Auf der Seeseite des Walls liegen massenhaft rezente Meeresholluskenschalen, auf der Innenseite kommen aber nur *Limnaea* und *Pisidium* vor.


Gleich im Westen der Station Quellenstein sieht man einen deutlichen Abfall des Bodens nach Westen zu. Auf der Ostseite der Station durchquert die Bahn eine breite wallartige Erhebung. Diese kann auf der Generalstabskarte ziemlich weit nach Süden verfolgt werden. Ob hierher die marine Grenze zu verlegen sei, oder ob sie weiter landeinwärts geht, kann man nicht sicher entscheiden. Indessen scheinen mir einige Umstände dafür zu sprechen, dass diese Grenze viel weiter im Osten liegt (darüber unten näheres).



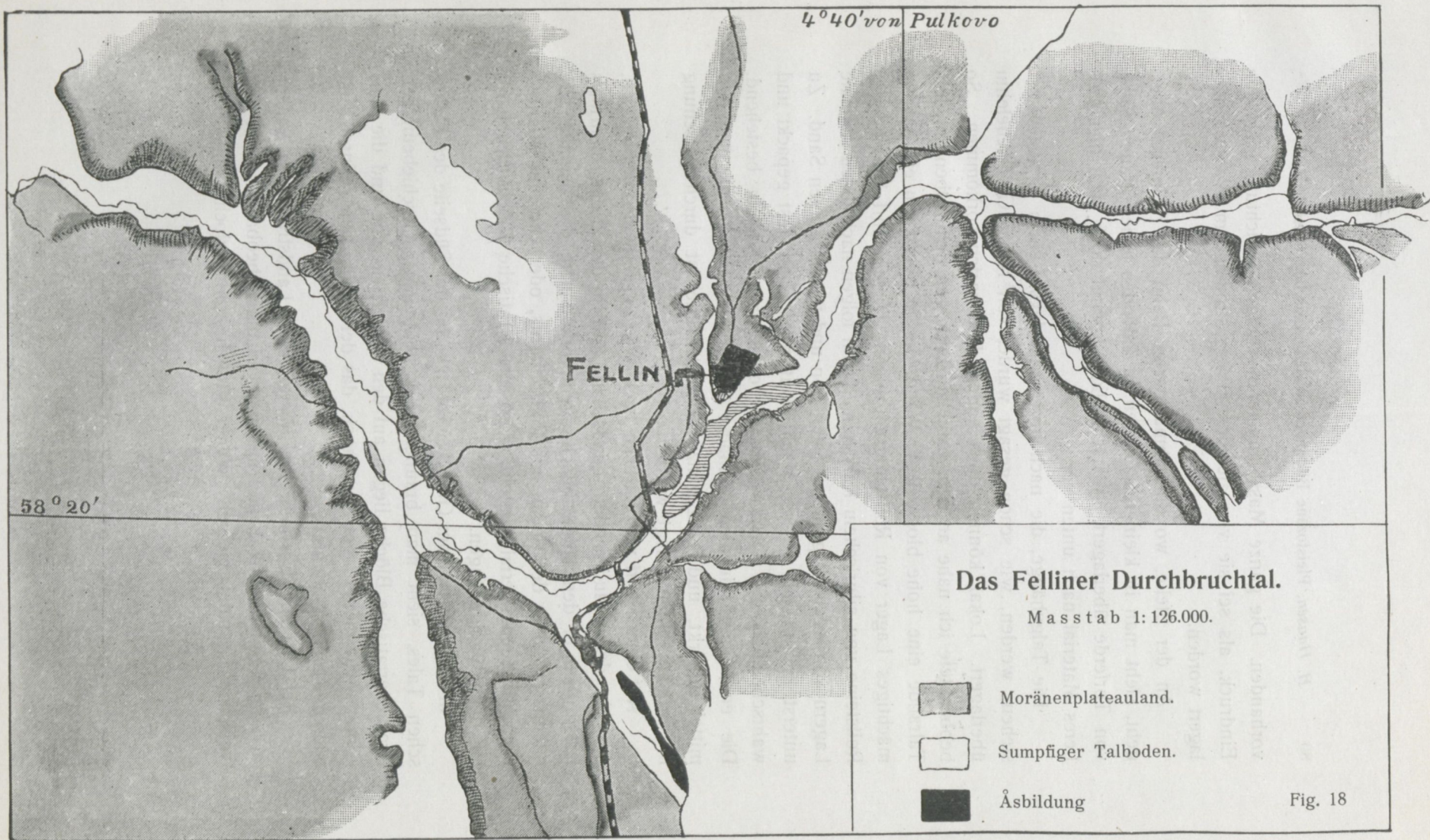
Fig. 17. *Das Felliner Durchbruchtal, im Sandsteinplateau zwischen dem Wirtsjärøbecken und der Pernauschen Niederung erodiert.
Das Lichtbild ist nach S genommen.*

Die Höhengschwelle, die im Norden von Fellin sich erhebt und ein ziemlich weites Gebiet umfasst, ist im grossen und ganzen ein Plateau, das kreuz und quer von offenen Senken zerstückelt ist. Der Untergrund besteht zweifelsohne aus rotem devonischen Sandstein, obgleich ich diesen nur an wenigen Punkten beobachtet habe. Der letztere wird von mächtigen Massen roten Geschiebelehms übergelagert, zum grössten Teil wahrscheinlich Detritus des Sandsteins. Die Orographie des Plateaus ist in genetischer Hinsicht in verschiedenen Gegenden etwas verschieden. So findet man im Nordwesten, westlich der Station Ollustfer (Felliner Bahn) ein Gebiet mit NE—SW streichenden Drumlins. Moränenhügeln kommen indessen dort auch vor. Das Gebiet liegt auf der westlichen Abdachung der Höhengschwelle nach den Tiefländern des Pernauschen Distrikts. Das Gebiet zwischen Ollustfer und Fellin ist ein welliges Grundmoränenland, wo die Schwellen alle gut kultiviert sind, die Senken aber von Wiesen und Sümpfen eingenommen werden. Einige von den Schwellen in der Mitte des Plateaulandes erreichen eine relativ bedeutende Höhe und bieten oft einen grossartigen Ausblick über die wogenden, mit Äckern und Wiesen überkleideten Moränengelände. Näher an Fellin kommt ein anderes orographisches Element hinzu. Es sind scharf eingeschnittene, oft klammartige Erosionstäler, die in dem grossen Felliner Tal ausmünden. Zu einer Schilderung dieses Tals wollen wir jetzt übergehen.

Das Felliner Tal (Fig. 17) ist ein merkwürdiges Gebilde, dessen Entstehungsweise an anderer Stelle näher geschildert werden soll. Sein östliches Ende liegt ziemlich nahe an Wirtsjärw beim Gute Alt Tennasil. Zwischen Talöffnung und Seestrand befindet sich flaches, sandiges Land. Von seinem Ostende zieht sich das Tal ziemlich gerade nach der Nähe vom Gute Neu-Tennasil, macht dann ein Knie nach Norden und biegt nach SSW bis östlich von Fellin ab. Dann krümmt es sich langsam S-förmig, läuft weiter nach SSW einen grossen Bogen südwärts machend. Weiter zieht es sich nach Nordwesten und endet mit einer Drehung gerade nach Westen. Die ziemlich ausgeprägte Mündung befindet sich bei Sanga. Es mag

besonders hervorgehoben werden, dass das Felliner Tal ein *Durchbruchstal* ist, das ein Plateauland von devonischen Sandstein mit auflagerndem Geschiebenmergel (die nördliche Hälfte ist eben geschildert worden), scharf durchzieht, und seine beiden Enden liegen eben am Rande, resp. Ost- und Westrande des Plateaus. Vor den Talöffnungen dehnen sich Tiefländer, ohne Spur von erosiver Tätigkeit, aus. Dadurch, dass das Tal ziemlich tief in das Land von Fellin eingeschnitten ist (der devonische Sandstein kommt an vielen Lokalen in den Talgehängen zu Tage), hat es eine erosive Tätigkeit in der Umgebung ins Leben gerufen, wodurch eine *Erosionslandschaft* ausgebildet worden ist. Das Haupttal empfängt sonach mehrere Tributarien, von denen einige ziemlich gross sind. Das Talprofil des Haupttales ist -förmig, wahrscheinlich durch eine mächtige Talfüllung (Valley train) von Sand bedingt. Gleich voran Fellin zieht sich im Talboden der lange *Felliner See*. Moore kommen auf dem flachen Talboden ziemlich oft vor. Das ganze Tal wird nicht von einem Fluss durchströmt, sondern es fließen *zwei* kleinere Bäche — *Felliner Bach* und *Tennasilm Bach*, der erste nach Westen, der zweite nach Osten von einem Punkt aus, der mitten im Talboden gleich im Osten von Fellin liegt. (Die Wasserscheide ist ein Morast.) Diese kleinen Flüsse haben keine tiefere Furchen ausgegraben. Es ist offenbar, dass die Gewässer nichts mit der Entstehung des Tales zu schaffen haben, sondern dass das Tal als „tot“ angesehen werden muss. Die geologischen Vorgänge, die dieses Tal geschaffen haben, haben längst aufgehört. Diese grossartige Talbildung macht auf den Beschauer, der von Norden oder Süden kommt, und nur welliges Plateauland durchfahren hat, einen überraschenden Eindruck. So unmittelbar tritt sie auf, und so wenig steht sie in Harmonie mit der übrigen orographischen Gestaltung der weiteren Gegend, dass sie ganz eigenartige Ursachen zu ihrer Entstehung haben muss.

Im Talboden in nächster Nähe von Fellin ist eine grosse Kiesgrube in der Talfüllung angelegt. Die Profile zeigen horizontale und schräge Schichtung von Rollsteingrus und grobem Sand. Petrographisch bestehen die Steine meist aus silurischem Kalkstein und devonischem Sandstein. Kristalline Gesteine sind aber auch zahlreich



vorhanden. Die ganze Masse mit ihrer schrägen Schichtung giebt den Eindruck, als sei sie von ziemlich kräftig strömendem Wasser abgelagert worden.

An der Stelle, wo die schmalspurige Bahn das Fellinertal übergeht, sieht man in kleineren Gruben im Talboden feinen grauen Sand, von Torferde überlagert. Warscheinlich kommt doch auch hier gröberes Material nach unten vor.

Die Talgehänge, die nach unten aus devonischem Sandstein bestehen, werden, wie schon gesagt wurde, von rotem Geschiebelehm überlagert. Lokal können doch andere Bodenarten vorkommen. So beobachtete ich nahe an dem östlichen Ende von Fellin oben auf dem Talrande eine hohe blossgelegte Wand, die zu oberst ein ein paar m mächtiges Lager von Rollsteingrus zeigte. Dieses führt beinahe nur Rollsteine von silurischem Kalkstein. Dann folgen nach unten schmale Lagern von wechsellagerndem roten Ton und feinem grauen Sand. Zu unterst kommt mit grosser Mächtigkeit roter Sand, fest gepackt und wahrscheinlich aus Detritus von devonischem Sandstein bestehend. Die erwähnten schmalen Tonlager haben stellenweise als Schmiermittel gewirkt, und eine ganze Schichtenserie ist durch Rutschung in schönen Falten gelegt worden.

Auf einer Fahrt von Fellin nach Wirtsjärw beobachtete ich, dass in der undulierenden Landschaft südlich des Tales mehrmals Kiesgruben in den Hügelabdachungen vorkommen, die beinahe alle offenbaren, dass der Boden aus Rollsteingrus, oder eher aus steinreichen Moränenmaterial, besteht. Grössere erratische Blöcke liegen oft auf den Hügelgehängen.

In der Gegend vom Gute Heimal, auf der Südseite des Fellinschen Tales, sieht man braunen sehr steinreichen Geschiebemergel. Grosse erratische Blöcke liegen auf den Feldern herum, und die steinernen Ackermauern beweisen auch, dass der Boden sehr steinreich ist oder gewesen sein muss.

Bei Laido SE von Fellin übergeht die Landstrasse ein Seitental zum Fellinschen Tal, und auf den Gehängen beobachtet man den typischen Geschiebemergel. Weiter südlich kommt doch lichtbrauner

feiner Sand und Rollsteingrus, wo die Steine zum grössten Teil aus Silurkalkstein bestehen. Bei Porunner sieht man eine Kiesgrube, deren Profile zeigen, dass das Material aus braunem geschichteten Sand, mit eingelagertem Rollsteingrus besteht.

Bei Sineallik mündet ein von Südosten kommendes Tal in das Felliner Haupttal ein. Der Ostseite dieses Tales entlang zieht sich ein schöner Rollsteinås hin. Dessen nord-südliches Profil zeigt zwei scharfe Interzentren, die den Ås in zwei grössere Endgliedern und ein kleineres Mittelglied zerstückeln. Die schmalspurige Bahn benutz zur Durchfahrt das nördliche Interzentrum. Hie und da ist der Ås abgebaut worden, und dann zeigt sich das Material als aus typischem Rollsteingrus bestehend, und führt beinahe ausschliesslich Steine aus Silurkalkstein. Ich musste mehrere Minuten sorgfältig suchen, um einen einzigen Stein aus nordischem kristallinem Materiale bestehend, aufzufinden. Der Sandkomponent des Rollsteingruses ist lichtbraun, grob und sehr kalkreich: Die Grösse der Rollsteine variiert zwischen Faust- und Kopfgrösse, und die Formen sind am meisten flach gedrückt. Hierdurch wird eine ziemlich deutliche Lagerung hervorgerufen, denn die Steine liegen in horizontaler Lage mit den Flachseiten dicht an einander gedrückt.

In SE-licher Richtung hört der Rollsteinås von Sineallik wohl bald auf (bei Lutso), aber die glazifluvialen Erscheinungen haben hier doch nicht ihr Ende. Von Lutso bis Aidenhof erstreckt sich nämlich ein tiefes subglazial gebildetes Tal, das in das Tal von Sineallik ausmündet, und ist sonach offenbar eine direkte Fortsetzung von diesem obgleich der Rollsteinås den Zusammenhang beinahe absperrt. Bei Lutso bemerkt man eine tiefe Åsgrube gleich an der Seite des Tales.

Die Entstehungsweise dieses Tales von Sineallik und die des Rollsteinåses sowie ihre gegenseitige Altersrelation scheinen mir nicht ganz einfach zu deuten zu sein. Diese Frage soll doch nicht hier sondern später behandelt werden.

Die flache Niederung zwischen dem Ostende des Fellinertals und Strand von Wirtsjärw wird von feinem geschichtetem Sand, we-

nigstens oberflächlich eingenommen. Der Strand ist ausserordentlich flach, und es scheint offenbar, dass der Seespiegel einst bis zum Ende des Fellinschen Tales sich ausgedehnt hat.

In der Gegend N von Wirtsjärw, wo sonst ausgedehnte Niederungen vorkommen, befindet sich eine Drumlinlandschaft mit NW—SE laufenden langen Rücken. Dieses etwas höhere Gelände reicht im Norden bis zur Grundmoränenlandschaft von Ober Pahlen, die sich doch schon im Silurgebiete befindet.

Das ziemlich ausgedehnte Plateauland im Süden des Fellinschen Tales besitzt wohl ziemlich dieselben Gepräge wie das Land nördlich dieses Tales. Es ist augenfällig, wie oft in dem früheren Gebiete offene breite Talsenkungen einsetzen. Eine solche ist die SSE—NNW ziehende ins Felliner Tal einmündende, die an Heimal vorbei führt. Im Westen des Gutes Eisekülä öffnet sich eine breite Talniederung, in der der See von Eisekülä liegt. Sie läuft NW—SE und verschmälert sich nach SE zu beträchtlich. Wahrscheinlich ist die Entstehung eines Teils dieser Täler, besonders die der schmäleren, so zu deuten, dass die Schmelzwässer des Inlandeises sie ausgegraben haben. Die Senke von Eisekülä und andere ähnliche können jedoch durch direkte Exaration des Landeises entstanden sein, wobei selbst der devonische Sandstein angegriffen worden ist.

Diese ziemlich tief eingesenkten Täler haben an ihren Rändern eine lebhafte Erosion ins Leben erweckt, so dass enge, klammartige Erosionsfurchen im Plateauland in der Nähe entstanden sind.

Die Gegend zwischen Eisekülä Senke und Abbia ist ein flach undulierendes Plateauland ohne eingeschnittene Täler.

An Abbia vorbei streicht, hauptsächlich ESE—WNW, ein ausgeprägter Talzug. Dieser erinnert sehr an das Felliner Tal, doch ist er nicht ein Durchbruchstal wie dieses, sondern nach Osten zu verschmälert er sich beträchtlich und endet in der Nähe von Hohenlinde. Die Mündung des Tales liegt bei Tetsimoisi im NNE vom Eisenbahnknotenpunkt Moiseküll. Wo die Fellinsche Bahn dieses Tal übergeht, besitzt sein Profil ziemlich dieselben Dimensionen wie das des Fellinschen Tales. Auch hier sieht man in den Talgehängen unten roten devo-

nischen Sandstein. Dieser ist von mächtigen Massen roten Geschiebelehms übergelagert. Ein kleiner Bach mäandert durch den flachen Talboden, der von Wiesenland eingenommen wird. Offenbar ist das Abbiatal, gleich wie das Felliner Tal „tot“, und unter anderen Umständen als den gegenwärtig herrschenden, entstanden. Eine erosive Tätigkeit hat das Plateauland kräftig angegriffen und einen tiefen, breiten Talzug geschaffen. Dieser hat gleich wie die oben geschilderten anderen tieferen Talsenkungen eine spätere Erosion in den Talgehängen hervorgerufen, wie zahlreiche Furchen in der Nähe der Station Abbia und weiter westwärts beweisen.

Zwischen Abbia und Moiseküll ist das Land eine flach undulierende Grundmoränenlandschaft mit nordischen erratischen Blöcken reichlich übersät.

Es ist eine auffallende Tatsache, dass sowohl das Felliner wie das Abbiatal so weit vom heutigen Meeresstrande im Westen aufhören, dass zehnmeilenweite Niederungen sich noch vor ihnen ausbreiten. Dieser Umstand hängt wahrscheinlich damit zusammen, dass die weite Niederung als einst submarin angesehen werden muss, und dass diese grossen Täler genau nur das früher supramarin gelegene Hügelland durchsetzen. Wo dieses nach Westen seine Grenze hat, da sind auch die Mündungen der Täler, c. 30 m ü. d. M. Die höchste Transgressionsgrenze wäre sonach an den Mündungen der Täler vorbei zu suchen. Auch die Bodenarten sprechen für eine frühere Transgression des Meeres bis zu den erwähnten Mündungen. Die Niederung im Westen ist nämlich von endlosen Wäldern und Sümpfen eingenommen, ein sicheres Zeichen dafür, dass der Boden nicht aus ackerkulturfähigen Bildungen besteht. Wahrscheinlich kommt hier meist Sand vor. Das Hügelland dagegen ist dicht bebaut und nur feuchte Niederungen sind nicht unter den Pflug gelegt. Ein solches Verhältnis zwischen kultiviertem supramarinen Land und öden waldbewachsenen marinen Niederungen habe ich mehrmals in dem Devongebiet wiedergetroffen (siehe unten). Leider ist hier in Nordlivland keine höchste marine Abrasionslinie ausgebildet worden, wie sonst weiter südwärts der Fall ist. Dies hängt damit zu-

sammen, dass das Land von den Niederungen der Küstengestade nur allmählich bis zum Hügellande steigt.

Bei der Station Moiseküll fällt ein ungewöhnlicher Reichtum der erratischen Blöcke auf den Feldern auf, und dieser Umstand kann vielleicht damit im Zusammenhang gebracht werden, dass hier eine kräftige marine Auswaschung der Moräne sich geltend gemacht hat. Auch hier konnte ich jedoch keine marine Grenze in der Topographie entdecken.

Im Westen vom Wirtsjärw erhebt sich aus dem flachen sumpfigen Wiesenlande, das beinahe dem ganzen Umriss des Sees folgt, ein Schaar von ziemlich scharf ausgestalteten Drumlinrücken. Ihre Längsrichtung ist genau N—S. Diese Rücken sind alle bebaut im Gegensatz zu den Niederungen, die vom Grasland bedeckt sind.

Von dieser Gegend aus läuft nach Süden ein langer Gürtel von Moränenhügeln, im Westen von den ausgedehnten Sümpfen des Gutes Alt-Wagenküll begrenzt, im Osten von dem spitzen Bucht des südlichen Wirtsjärws ebenso von dem grossen Tale des oberen Embachs begleitet. Der südlichste Ausläufer dieses Gürtels ist der Moränenzug von Ermes, der von der schmalspurigen Walk—Pernauschen Bahn tief durchschnitten wird. Das Material des Rückens von Ermes zeigt sich als ein roter, steinarmer Geschiebemergel. In dieser Gegend breiten sich sonst meist flache Gelände aus, die näher an Walk Heidecharakter annehmen.

Der See Wirtsjärw ist bekanntlich ein ausserordentlich flacher Becken. Die tiefste Stelle soll nur 8 m betragen. Wie schon oben hervorgehoben worden ist, ist der See mit einigen Ausnahmen von Niederungen umgeben. Eigentümlich ist der lange schmale Busen im Süden des Sees. Er findet eine natürliche orographische Fortsetzung in dem langen, ausgeprägten Talzuge des oberen Embachs. Dieser Talzug kann bis zur Gegend von Saggnitz verfolgt werden. Nach Süden zu verschmälert sich das Tal bedeutend, und bei Saggnitz besitzt es beinahe einen Durchbruchcharakter. Dieses Tal wird in seiner ganzen Strecke vom Oberen Embach benutzt. Jedoch darf man kaum die Entstehung des Tals mit diesem ziemlich unbedeutenden Flusse

in Verbindung setzen. Vielmehr kann das Vorkommen des Tals (und des Mündungsbusens) auf andere Weise besser erklärt werden, worauf wir in anderem Zusammenhang zurückkommen werden.

Zwischen Wirtsjärw und Peipus erhebt sich ein ähnliches Plateau vom devonischen Sandstein wie westlich von Wirtsjärw. Beinahe demselben landschaftlichen Charakter begegnet man auch hier: ziemlich hochgelegene wogende Moränengelände. Die Täler setzen aber hier zahlreicher und mit grösserer Prägnanz ein. Abgesehen davon, das auch hier ein die ganze Landschwelle durchsetzendes grosses Durchbruchtal vom Fellinertypus — das Embachtal — auftritt, begegnet man hier einem wahren Netz von Tälern, die das Plateau in allen Richtungen durchziehen (siehe die Karte s. 92). Diese „Tallandschaft“ ist jedoch kein Schauplatz lebender Erosion, sondern die meisten Täler sind trocken („tot“). Hier sieht man nicht eine gewöhnliche subaerile Dränierungstopographie mit dicht verzweigtem Flussnetz, sondern die Richtungen der Täler sind sehr eigentümlich angeordnet. Alle diese Täler — das Embachtal und dessen Verzweigungen einbegriffen — sind höchst wahrscheinlich das Resultat zahlreicher Schmelzwasserströme von der Zeit des Zurückweichens der Landeiskante durch diese Gegenden.

Die NW—SE gestreifte Drumlinlandschaft im Norden von Dorpat ist von einheimischen Geologen (Doss 1906; v. z. MÜHLEN 1909, 1912) schon wiederholt behandelt worden. Die ersten Drumlins treten einem, wenn man vom Norden her kommt, bei Laisholm entgegen. Hier befindet man sich aber noch im silurischen Gebiet. Der Drumlin, der sich einige Werst östlich von der Station Laisholm erstreckt, ist ein imposanter Rücken, der sich ganz unvermittelt aus dem ebenen Lande erhebt. Der Rücken besteht mindestens oberflächlich aus lichtbraunem Geschiebemergel. Südwärts von Laisholm treten die Drumlins immer zahlreicher nebeneinander auf. Die einzelnen Rücken haben nicht immer die ideale Gestalt von „elongated ridges“, sondern sind oft äsartig ausgezogen. Auch weisen einige der Rücken Verzweigungen auf, und der Parallelismus ist nicht überall ganz streng. Die Kontouren sind immer sanft aufsteigend, besonders an den Enden. Die Dimensionen der Drumlins sind starken Variationen unterworfen.

So erreicht der Drumlin zwischen Sadjärw und Soiz-see nach L. v. z. MÜHLEN (1912) eine Gesamtlänge von 15 Kilometern, während seine Breite c. 1 km beträgt. Seine höchste Erhebung ist 39 m ü. d. Spiegel des Sadjärw. Ein anderer Drumlin an der Westseite des Ellistferschen Sees besitzt eine Länge von nur drei km, eine Breite von c. $\frac{1}{2}$ km. Doss giebt die rel. Höhe des Sotaga-drumlins zu 66 m an. Der Kelluste-drumlin wieder weist eine Höhe von 42 m auf. NE von Falkenau soll nach L. v. z. MÜHLEN einer der kleinsten Drumlins vorkommen (Länge = 1 km, Breite = $\frac{1}{2}$ km, rel. Höhe 12 m). Die Seitengehänge der einzelnen Drumlins sind sehr verschieden ausgebildet, die Westseite soll aber immer flacher als die Ostseite sein. Die Senken zwischen den Drumlins sind entweder sumpfige Niederungen oder sie werden von langgestreckten Seen eingenommen. Alle diese Seen sind flach (2—6 m). Eine Ausnahme macht der Sadjärw mit einer Tiefe von 27 m. Diese Seebecken sind jedoch, wie L. v. z. MÜHLEN hervorhebt, als einst viel tiefer gewesene anzusehen, indem mächtige Ablagerungen von Schlamm den Boden der Seen einnehmen. Wahrscheinlich haben, wie der genannte Verfasser hervorhebt, in früheren Zeiten mehr Seen hier existiert, sind aber ganz zugewachsen. Hier auf deuten die Moore, die zwischen mehreren Drumlins auftreten. Was die innere Zusammensetzung der Rücken betrifft, liegen nähere Berichte von Doss vor. Der innere Kern ist stets von glazifluvialen Material aufgebaut. An den Flanken der Rücken lagert sich nach Doss Geschiebemergel, der nach unten an Mächtigkeit zunimmt. Oben kommen oft Durchragungen des glazifluvialen Kerns vor. Ich selbst habe zwei Aufschlüsse näher beobachtet. Der eine liegt in dem Sotagarücken, und zeigt eine schnelle Wechsellagerung von gröberem und feinerem Sand. In der Oberflächenschicht liegen aber grosse erratische Blöcke eingebettet. C. 5 Werst von Dorpat an der Strasse nach Marien-Magdalena befindet sich eine Kiesgrube oben in einem Drumlinrücken. Das Material zeigt sich auch hier als stromgeschichteter Sand und Grand, ist aber hier von braunem Geschiebelehm überlagert. Der Sand ist nicht homogen, sondern zeigt einen bunten Wechsel von petrographisch verschiedenen Lagern (kalkreicher, grober Sand, feiner roter Sand;

auch roter Ton als schmale Einlagerungen kommt vor). Rollsteingrus fehlt nicht, obgleich er in bescheidener Menge vorkommt. C. 17 Werst von Dorpat an derselben Strasse beobachtete ich in einem kleineren Drumlinhügel, dass geschichteter Sand mit Einlagerungen von Rollsteingrus vorkommt. In der Gegend von Marien-Magdalenen, wo die Oberflächenformen schon ziemlich flach sind, besteht der Boden aus braunem Geschiebemergel. Dieses Lokal liegt aber schon ausserhalb der Drumlinlandschaft. Er scheint also, als ob die Drumlinrücken (von denen ich oben einige repräsentative erwähnt habe) grösstenteils aus glazifluvialen Materiale beständen.

Von der eigentlichen — früher kurz skizzierten — Plateaulandschaft zwischen Wirtsjärw und Peipus wird die Drumlinlandschaft geographisch durch das Embachtal abgegrenzt. Zur Schilderung dieses Tals wollen wir jetzt übergehen.

Das Embachtal erinnert in seiner Anlegung viel an das Felli-
nertal. Es ist nämlich auch als ein Durchbruchstal, in einem devonischen Plateauland eingesenkt, anzusehen. Auch schlängelt sich hier durch den flachen Talboden ein kleiner Fluss, der offenbar genetisch mit dem Tal gar nichts zu schaffen hat. Dieses Tal ist sonach auch „tot“, oder besser „pseudolebend“. Das Tal stösst mit seinen beiden Enden an flaches sumpfiges Land ziemlich weit vom Strande des Wirtsjärws resp. des Peipussees. So liegt zwischen dem Ostende bei Kaster und dem Peipusstrand eine ausserordentlich flache und mit Gras bewachsene weite Niederung („Lucht“). Der Embach windet sich in Mäandern und Anastomosierungen durch dieses hindurch. Das Durchbruchtal reicht wie gesagt von Kaster im Osten bis Kerrafer, im Westen. Die Talgehänge bestehen nach L. VON ZUR MÜHLEN auf der rechten Seite von Ferbushof bis nach Dorpat aus Devon. Beim erstgenannten Ort ist der oberste Drittel des Abhanges von glazifluvialen Kies aufgebaut. In der Stadt Dorpat ist das Tal tief im Devon-sandstein eingesenkt, auf einer kurzen Strecke treten aber hier statt Sandstein mächtige Sand- und Kiesmassen — die Füllung eines preglazialen Tales — auf. Das linke Talgehänge von Marrama bis Dorpat besteht nach L. VON ZUR MÜHLEN aus Devon. Auf der Strecke von

Dorpat bis Kaster sieht man den Sandstein nicht so oft. Im Flusstale selbst liegt nach L. VON ZUR MÜHLEN der Sandstein an vielen Stellen gleich unter den Torf (z. B. bei Müttan von Dorpat). Bei Falkenau sieht man sogar Sandsteinfelsen im Strombett des Embachs. An dem Bahnübergang (nahe an Marra ma) beobachtete ich, dass der Talboden sehr steinig ist, und offenbar nicht von Sedimentfüllung eingenommen. Weiter nach Osten stellen sich Flussablagerungen ein, die ganz bis zur Mündung des Tales bei Kaster verfolgt werden können. Derselbe Sand tritt übrigens auch in der grossen „Lucht“, an der Embachmündung am Peipus, auf.

Was die morphologische Gestalt des Flusstales betrifft, ist nicht viel zu sagen. Der Verlauf des Tales ist, abgesehen von der grossen knieförmigen Anlegung, nicht besonders gewunden. Das Knie richtet sich gegen SW, und gerade in der südlichen Verlängerung des westlichen Schenkels, die NNW—SSE orientiert ist, zieht sich das zuerst breite, dann schmaler werdende Adlerseetal. Das Zusammenfliessen dieses Talzweiges mit dem Embachtal ist ganz vollständig, und die Vereinigungstelle hat die Gestalt einer weiten, mit Flussand bedeckten „Lucht“. Das rechte Gehänge des Embachtals setzt sich ohne Unterbrechung über Uellenorm in das Westgehänge des Adlerseetales fort. Man könnte fast meinen die natürliche Fortsetzung des Westschenkels des Embachtals sei nicht der östliche Schenkel, sondern eben das Adlerseetal. Denn die Embachtalstrecke Immofer (südl. von Dorpat)—Kaster ist tributariemässig an den obengenannten Talzug angelehnt. — Die Breite des Embachtals variiert verhältnismässig wenig. An der Westende, bei Falkenau ist sie am schmalsten, nach Dorpat zu erweitert sie sich und gleich südlich von der Stadt stehen die Talgehänge weit von einander ab. Beinahe dieselbe Breite besitzt das Adlerseetal in seiner Öffnung. Gleich östlich von dieser weist das Embachtal noch eine bedeutende Breite auf, verschmälert sich aber bald und wird bis zur Mündung bei Kaster immer schmaler. Die Talgehänge sind meistens nicht allzu steil mit Ausnahme der hohen Wände des Domberges in Dorpat. Die kleinen Seitentäler, die das Haupttal auf der Strecke Immofer—Kaster begleiten, senken

sich mit ihren Mündungen nicht bis zum Niveau des Embachs ab, sondern hören dort auf, wo der oberste Rand der Flussebene (Sedimentfüllung) an den Talgehängen liegt, d. h. mehrere m oberhalb des Flusspiegels.

Die Talfüllung besteht aus feinem gelagerten Sand, und in den niedrigen Profilen des Embachs sieht man zuweilen Wechsellagerung von Sand und Torfschichten, die für einen sehr veränderlichen Lauf sprechen. Hie und da ziehen sich dem Embach entlang alte verlassene Mäanderbögen.

Das Adlerseetal mündet, wie gesagt, vom Süden her in das Embachtal ein. Die im Norden bedeutende Breite des ersten Tales vermindert sich allmählich gegen Süden und bei Tartra tritt eine plötzliche Verengung ein. Von hier ab südwärts kann das Tal nur als eine verhältnissmässig schmale Furche verfolgt werden. Sie endet in der Nähe von Alexandershof mit divergierend aufsteigenden kleinen Erosionsrinnen. Beim Gute Rewold empfängt das Adlerseetal vom Westen her ein langes Seitental gleicher Gestaltung wie der nördliche Teil des ersteren. Weil diese Täler „tot“ sind, unterliegt es wohl keinem Zweifel, dass sie während der Abschmelzzeit des Landeises entstanden sind. Sie besitzen auch dieselben morphologischen Züge wie die Täler in Plateaulandschaft SW von Dorpat, und gehören sonach am nächsten diesem Typus an. — Im östlichen Abhang des Adlerseetales Rewold gegenüber, befindet sich eine grosse Kiesgrube, deren Profile nur glazifluviales Material zeigen. Sand verschiedener Grobheit, herrscht vor. Sonst scheint es, als wären die Gehänge von Moräne aufgebaut. Sichere Auskunft bekommt man jedoch nicht, weil Aufschlüsse nicht vorhanden sind.

Ein anderes nicht unbedeutendes Seitental empfängt das Embachtal bei Kasträ und Sarakus d. h. jenes Tal zerteilt sich in zwei Mündungsäste. Sein oberes Ende befindet sich bei Aja. Die Breite des Tales ist zuweilen etwas wechselnd.

Zwischen Dorpat und Elwa ist die Moränenlandschaft von flachen breiten Talsenkungen durchsetzt. Oft ist der Boden der Täler von Torf eingenommen. Die zwischenliegenden plateauartigen Morä-

engelände bestehen aus braunem steinarmen Geschiebemergel. Bei Karlsberg unweit Elwa befindet sich ein scharfer Durchbruch durch ziemlich hochliegende Moränenhügel, und dieser kann nicht anders entstanden sein, als mit Hilfe einer abnormen Hydrographie. Dieser Durchbruch wird von dem Flüsschen Elwa benutzt, das die ganze Strecke durch ein ziemlich enges Tal fließt. Es ist doch zweifelhaft, ob dieses Tal ein gewöhnliches postglaziales Erosionstal oder eher schmelzwassererodiert ist. Auf der westlichen Seite des grossen Hügels von Karlsberg zieht sich ein (nach meiner Auffassung) typisches Schmelzwasser-tal vom Willenorte Elwa kommend, nach Norden hin, wo es mit einer weiten Talöffnung, gleich wie der Elwafluss mündet, nachdem er den Durchbruch bei Karlsberg verlassen hat. Das breite Mündungstal öffnet sich gegen Norden in die weite Niederung, die sich von Wirtsjärw im Westen bis zur Mündung des Embachtals im Osten erstreckt. Oder man kann sagen, die Talbucht, die nach Süden bis Karlsberg in das Plateauland hineindringt, ist ein Ausläufer dieser Niederung. Die Bucht wird von einigen Seen eingenommen, sonst ist der Boden ganz eben gestaltet.

Die weite Niederung, in die die genannten Täler einmünden, ist schon oben im Zusammenhange mit der Beschreibung des Embachtals erwähnt worden. Sie erstreckt sich wie gesagt von der westlichen Talmündung des Embachs im Osten bis zum Wirtsjärwstrand im Westen und wird vom Embach in zahlreichen scharfen Mäandern durchflossen. Gegen Norden verliert sich dieses Tiefland allmählich in eben gestaltete Grundmoränengelände. Gegen die taldurchsetzte Plateaulandschaft im Süden zeigt sie aber eine topographisch sehr markierte Grenze, obgleich diese einen ziemlich verwickelten Verlauf hat. Die Grenze hat den Charakter einer hohen Erosionsstufe, die auf die Existenz eines „grossen Wirtsjärws“, die die ganze Niederung überflutet hat, hindeutet. (Hierüber wird näheres an einer anderen Stelle erörtert).

Elwa ist ein Zentrum von mehreren radial auslaufenden langen Schmelzwassertälern. (Siehe die Karte, Seite 92). Ausser den schon erwähnten läuft ein langes schmales Tal nach Nordwesten, biegt

dann nach Norden um und endet in der weiten Niederung zwischen Wirtsjärw und Embachtalmündung bei Nassija. Dieses Tal ist ziemlich tief in das Plateauland eingesenkt. Von Karlshof geht wieder nach Osten das früher schon erwähnte W—E laufende Tal, das in das Adlerseetal ausmündet. Nach Süden von Elwa läuft das erwähnte vom Fluss erlebte Elwatal, aber dieses wird weiter südlich von einem langen Talzug fortgesetzt, der erst in der Nähe von Charlottental mündet. Dieses ist das grösste Schmelzwassertal von allen und nennen wir es das Elwa-Bockenhofertal. Sein Lauf ist ziemlich schlängelnd und es macht gegen Westen einen grösseren Bogen. Seine Breite und Prägnanz sind nicht immer gleich ausgebildet. Bei Samhof, wo NATHORST (1891) hoch in einer Abdachung einen Bänderton mit arktischen Pflanzenresten gefunden hat, hängt das eigentliche Schmelzwassertal durch eine schmale Rinne mit dem Elwatal zusammen. Hier befindet sich offenbar ein Durchbruch. Im Süden der Plattform Middendorf überschreitet die Rigasche Bahn das Schmelzwassertal, das hier ziemlich flach ist. Weiter südwärts bei Klein Bockenhof ist es viel schmaler, aber auch schärfer ausgebildet. In der Nähe des Gutes Kehenhof erweitert es sich plötzlich, und es entsteht eine offene Niederung, die sich in den flachen Geländen nach Saggnitz zu verliert. Bei Kehenhof ist die Ostseite sehr hoch und markiert, und tiefe Seitenschluchten zeigen, dass der Boden aus steinarmem rotbraunem Geschiebemergel besteht. Die Ursache, warum das Tal einen weiten Bogen nach Westen macht, liegt darin, dass der Schmelzwasserstrom gezwungen war, die Höhengschwelle von Odenpäh zu umgehen. Von Elwa aus geht noch ein anderer Talzug, nämlich nach Südwesten. Mit gewundenem Laufe zieht er an Klein Ringen vorbei, dann biegt er mehr nach Süden ab und dringt bei Schloss Ringen und Karlsberg weiter in dieser Richtung vor. Sein Ende befindet sich etwas im Süden von Karlsberg, wo er sich auch verzweigt. Mehrere andere Schmelzwassertäler als die eben erwähnten treten noch auf, aber sie sind viel kleiner. Gemeinsame Eigenschaften aller dieser Täler sind: *Durchgangscharakter und flacher Boden*. Meistens sind sie „tot“ oder werden nur von ganz bescheidenen Flüssen durchzogen. Die Flachheit

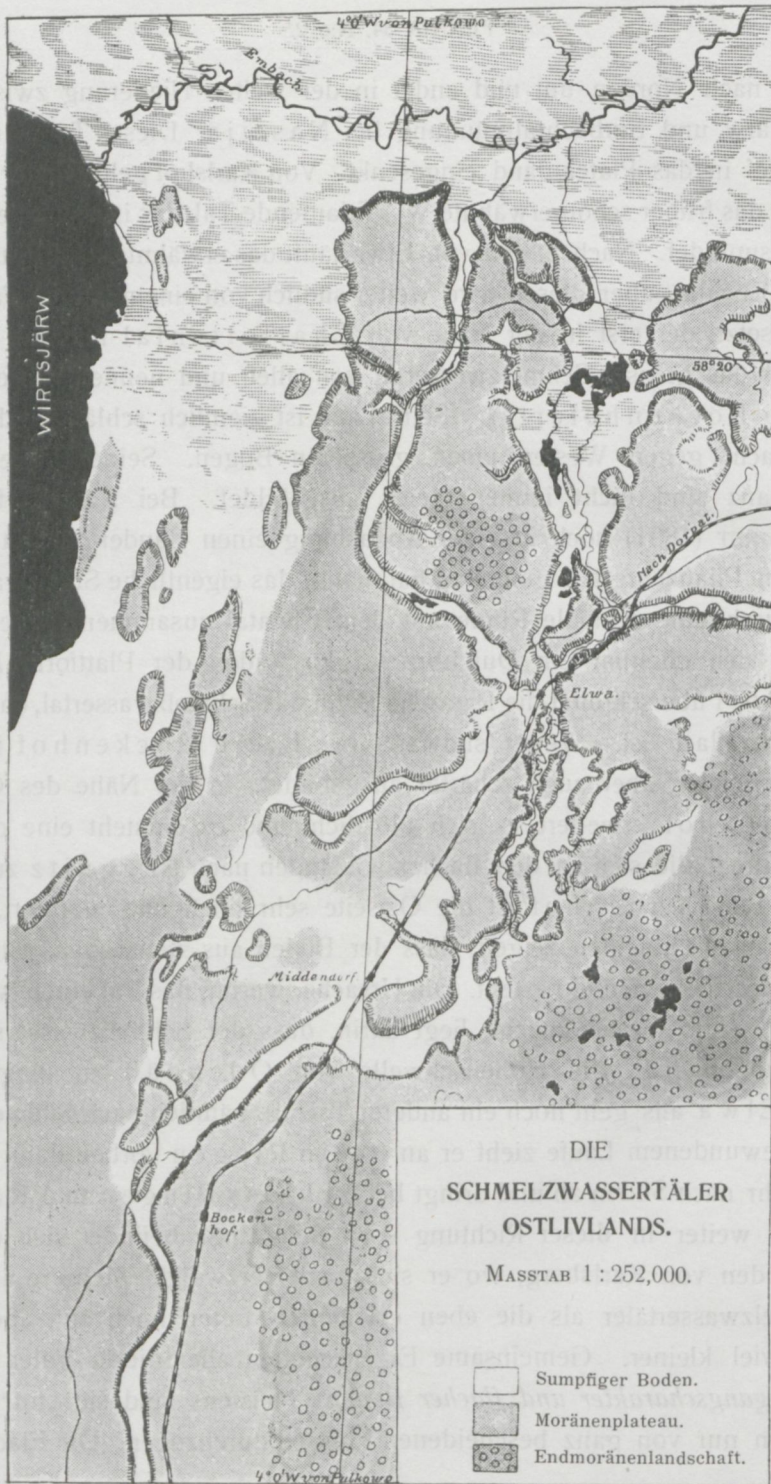


Fig. 19.

des Bodens ist von Alluvialsand oder Heidesandfüllung bedingt. Im Gegensatz zu den Gehängen, die mit Äckern bekleidet sind, werden die Talböden von Moore oder sumpfigen Laubwiesen eingenommen. Die Feuchtigkeit als Folge der tiefen Lage des Talbodens, verhindert das Entstehen von Heidevegetation, die man anderfalls erwarten sollte.

Die Moränenhügellandschaft von Odenpäh in dem Triangel zwischen Dorpat, Walk und Werro liegend, ist ein der schönsten glazialzeitlichen Ackumulationsgebiete von Livland. Obgleich der Untergrund dieser Schwelle auch von devonischem Sandstein bestehen mag, sind die Geschiebemergelaufschüttungen doch von bedeutender Höhe. Tiefe kesselförmige Senkungen stellen sich zwischen den Hügeln ein, oft von kreisrunden Seen oder Mooren teilweise ausgefüllt. Die Aufwölbungen bestehen beinahe überall, wo ich Beobachtungen machen konnte, aus braunem Geschiebemergel. Rollsteingrus kommt hie und da auch vor, flachere Hügel zwischen den Moränenhöhen bildend. Nordische (kristalline) Blöcke sind im Rollsteingrus ziemlich allgemein vorhanden. In der Nähe von Heiligensee traf NATHORST (1891) einen hoch auf einem Moränenhügel liegenden Ton. Dieser wird behüß Ziegelfabrikation abgebaut. Keine organischen Reste wurden von NATHORST hier gefunden.

Diese Ackumulationslandschaft mit schnellem Wechsel von Höhen und Tiefen in ganz unregelmässiger Anordnung darf keineswegs mit der eben geschilderten von Tälern durchzogenen Moränenplateaulandschaft genetisch gleichgestellt werden. Denn die Odenpähische Gegend repräsentiert ein Bereich typischer glazialer Randbildungen, wo wiederholt grossartige Ackumulationen stattgefunden haben, das Plateauland aber ist von Grundmoränenmaterial ziemlich gleichmässig überzogen. Während die Höhenunterschiede in Odenpäh ursprüngliche glaziale Formen repräsentieren, sind in der Plateaulandschaft die Einsenkungen meistens durch extraglaziale Schmelzwasserströme entstanden.

Im Westen von Karlsberg bei Elwa dehnt sich ein kleines Gebiet von glazialen, hügeligen Ackumulationen aus. Diese ziemlich kreisrunde Schwelle mitten in der Plateaulandschaft bedingt, dass das lange schmale Schmelzwassertal, das bei Nassija im Norden ausmündet, mit einem Bogen nach Westen dieses Gebiet umschreiben muss.

Das sumpfige Tiefland, das sich zwischen der Mündung des Embachtales und dem Peipus ausbreitet, setzt sich nach Süden und Norden weit fort. In dieser Richtung verschmälert sich die Ebene bedeutend, bis sie etwas im Süden von Krasnaja Gora ihr Ende findet. Landeinwärts wird die Ebene von einer langgezogenen Schwelle begrenzt, die wahrscheinlich eine alte Strandlinie des Peipusbeckens repräsentiert. Dieser Rücken kann nach Süden der Talmündung des Embachs vorbei verfolgt werden, und die Mündung befindet sich eben an dieser Linie. Das Land im Westen des Rückens ist ziemlich flach mit sanft aufsteigenden Moränenschwellen. Diese Gegenden sind ganz bewaldet, mit Ausnahme des langen alten Strandrückens, der kultiviert und mit Dörfern bebaut ist. Eine Landstrasse folgt auch diesem Rücken. Seine Höhe über dem Seespiegel des Peipus ist unbedeutend, wahrscheinlich nur einige Meter.

Bei Krasnaja Gora tritt eine breite Landschwelle zum Peipusstrand heran. Weiter landeinwärts zwischen Assikfer und Vassofer besteht sie aus hügeligen glazialen Randackumulationen, wahrscheinlich von einem Kern aus Felsengrund unterlagert. Der glaziale Boden besteht hier aus lichtbraunem steinreichen Geschiebemergel. Auf der Oberfläche liegen grössere kristalline erratische Blöcke herum (u. a. zum Beisp. Wiborgsrapakiwi). Erosionstäler treten auch hie und da auf, doch dominiert das glaziale Relief. Dieses Gebiet befindet sich wahrscheinlich wohl noch im Norden der devonischen Grenze, aber es hört doch mit der Schwelle zusammen, die bei Krasnaja Gora zum Peipus herausläuft. Dort giebt es auch hügeliges Land und sind wir hier schon im Bereiche des devonischen Sandsteins. Dieser tritt am Strande als ein hoher roter Felsenwand zu Tage, und reicht bis zum Seespiegel herab. In seinem unteren Teile ist die Wand von den Brandungswogen in eigentümlichen Nischen ausgestaltet. Dass diese Höhlen nicht höher im Profile vorkommen, ist wahrscheinlich ein Zeichen dafür, dass der Peipusspiegel eine viel längere Zeit auf niedrigerem Stande verweilt hat.

Im Norden einer Linie K o d d a f e r—T o r m a h o f ist wieder niedriges Land (siehe unter „Das Innere von Estland“, Seite 65).

Der Sandstein bei Krasnaja Gora wird im Strandprofile nicht vom Geschiebemergel überlagert, sondern die ebene Oberfläche des Felsengrundes liegt beinahe entblösst (worauf das Dorf gebaut ist). Weiter landeinwärts steigt das Land wieder.

Die grosse „Lucht“, die der Ostmündung des Embachtals vorgelagert ist, setzt sich nach Süden weit fort, die Westküste von Tjoploje- und Pskowskoje-osero begleitend. Landeinwärts steigt der Boden aber allmählich sogar bis zu einer bedeutenden Höhe (Schwelle von Odenpä h) an. Auf der weiten Abdachung gegen NE treten Erosionstäler, von Flüssen durchströmt, in grosser Anzahl auf, so dass eine wahre im Ostbaltikum selten vorkommende Dränierungstopographie entstanden ist. Die Flüsse haben sich zuweilen im unterliegenden devonischen Sandstein eingegraben. So fliesst der Woofluss auf einer langen Strecke zwischen Gehängen, die den Sandstein oft entblössen. Das Erosionstal dieses Flusses reicht nicht bis zum Strande von Pskowskoje osero an, sondern wird von einer weiten „Lucht“ vorgelagert.

Die Grenze zwischen dem höheren Diluvialland, das von den genannten Flüssen durchschnitten wird, und der niedrigen, aus Alluvialsand bestehenden „Lucht“ am Strande verläuft sehr verwickelt. Auf der vorhandenen Karte des Generalstabs (Masstab 1:126,000) ist es nicht möglich diese Grenzlinie kontinuierlich zu ziehen. Dazu ist die Terrainbezeichnung allzu schlecht. Es mag jedoch hervorgehoben werden, dass die obengenannten Erosionstäler beinahe alle mit ihren Mündungen oft weit vom Strande abstehen. Eine Ausnahme macht (im Pskowschen Gouvernement gelegen) ein von Süden kommendes kleineres Tal, das nicht bloss bis zum Strande reicht, sondern seine unterste Strecke ist sogar unter dem Seespiegel versetzt worden. Hierdurch ist eine lange schmale Bucht entstanden, die sich nordwärts mit grosser Breite öffnet und die Insel Kolpino einschliesst.

Das mittlere und südliche Ingermanland.

Das mittlere Ingermanland fällt beinahe ganz ins Bereich des roten devonischen Sandsteins. Hier wiederholen sich in sonderbar

analoger Weise die Verhältnisse, die wir vom nordlivländischen Sandsteingebiet kennen gelernt haben: ziemlich ebene Moränengelände mit Schmelzwassertälern und -rinnen, ein grosses Durchbruchtal, das nicht das Resultat postglazialer Erosion ist, scharfhügelige Endmoränenlandschaften und ausgedehnte Heidesandflächen, etc.

Die Ostseite des Peipus habe ich hauptsächlich mit der Absicht besucht, zu konstatieren, ob hier eine Transgression eines eventuellen grossen Eissees im Peipusbecken landeinwärts sich erstreckt hätte. Folgende Beobachtungen liegen vor.

Die Gegend an der NE-Ecke des Peipussees und weit nach NE und E ist ganz niedriges Land. Erst beim Dorfe Dubrowa und bei der Station Kupkowa an der Narwa—Gdowschen Chaussé steigt das Terrain südwärts etwas an und wird zugleich undulierend. Hier betritt man gut bebautes Land, während die Niederungen im Norden sumpfige Einöden sind. (Vergl. Seite 74). Die erwähnten höheren Gelände bestehen aus Geschiebelehm. Auf diesen landschaftlichen Kontrast hat längst v. HELMERSEN¹⁾ hingewiesen. Das Moränenland zieht sich bis zum Peipus heran, senkt sich jedoch und verflacht sich merklich beim Annähern zum Strande. Die Gegend von Gdow ist auch Moränenland mit flachen Oberflächenformen und erhebt sich allmählich ostwärts. Das Flüsschen Gdoffka, das an der Stadt vorbei fliesst, hat sich eine Erosionsfurche durch den Moränenboden und im unterliegenden devonischen Sandstein eingeschnitten. Nirgends beobachtet man hier Zeichen einer früheren Transgression des Peipussees. Sand fehlt auch ganz. Nur ein ganz schmaler Küstensaum besteht aus feinem Sand, der von den Wellen in einem niedrigeren Wall aufgeworfen ist.

Der flache Moränenboden von Gdow geht südwärts in eine unruhige Endmoränenlandschaft über. Überall sieht man rotbraunen Geschiebemergel. Einige schöne W—E ziehende Endmoränenwälle wurden vom Verf. besucht. Der eine liegt bei Bolschoje Gorodische der andere bei Solischtschina. Dieser letztere Wall kommt ziemlich nahe an den Peipusstrand heran, wird jedoch von niedrige-

¹⁾ G. v. HELMERSEN, Der Peipussee und die obere Narowa. Beitr. zur Kenntn. d. Russ. Reiches. Bd. 24.

rem Land vorgelagert. Das Material ist ziemlich feinsandig, und der Wind hat hie und da die Vegetationsdecke von den Hügeln entfernt, wodurch „Pseudodünen“ entstanden sind. Die grossen Steine, die überall im Boden eingebettet liegen, zeigen jedoch, dass hier wahre Moränenbildungen vorhanden sind. Vom Gipfel des westlichen Endmoränenwalls kan man bei klarem Wetter die hohen Moränengelände auf der livländischen Seite des Sees hinter Krasnaja Gora erblicken.

Der Moränenmergel der Gegend S von Gdow zeigt sich wohl in den Entblössungen als ziemlich steinarm, an der Oberfläche der Hügeln liegen jedoch erratische Blöcke sehr zahlreich zerstreut.

Weiter südwärts fährt man fortwährend nur durch welliges Moränenland. Der Boden besteht überall aus rotbraunem Geschiebemergel. Die Landstrasse nach Sosnowo überquert mehrere Erosionstäler, deren Flüsse vom E kommend in den Peipus ausmünden.

Am Ufer des Sees tritt der Geschiebemergel oft in Steilwänden zutage, die bei Sapolje und Wetwennik besonders hoch sind.¹⁾ Grosse Blöcke überdecken den Strandsaum. Bei der Mündung von Rudnizza ist niedriges Land mit einer Küstendüne. Die Bucht von Sosnowo, hat, wie schon v. HELMERSEN (l. c.) hervorgehoben hat, ganz die Gestalt eines Haffes. Zwei „Nehrungen“ mit einer zwischenliegenden schmalen Sandinsel trennen die Bucht vom Peipus ab. Das Dorf Sosnowo an der Ostseite der Bucht, steht jedoch auf einem hohen Moränenhügel, der mit einem Steilufer nach dem See abfällt. An dem Südufer kommen auch höhere Moränenabdachungen zum Vorschein.

Bei Ostrowzy kommt auch eine Sandnehrung vor. Das Ufer des Sees ist in dieser Gegend nach v. HELMERSEN ganz niedrig und sandig. Bei Podborowje tritt aber ein hohes Promontorium zum See heraus. Die c. 30 Fuss hohen Strandprofile zeigen hier nach v. HELMERSEN horizontal geschichtete feine Sande (also nicht Geschiebemergel wie näher an Gdow). Der Fluss Scheltscha, der gleich südlich von Podborowje in den Peipussee ausmündet, fliesst in seinem oberen Laufe durch höheres Moränenland. Mit dem Herannahern an

¹⁾ v. HELMERSEN giebt die Höhe zu 30—40 Fuss an.

den Peipus tritt der Fluss aber in eine sumpfige Niederung heraus und zieht sich deren Nordrand entlang zur Küste. Diese Niederung nimmt das Land im Norden des Pleskauschen Sees ein und wird von höherem Moränenland im N und E begrenzt. Die Poststrasse zwischen Sosnowo und Pskow zieht sich hart am Ostrande dieser Niederung hin. Die Küste der Niederung ist gegen Tjoploje osero und Pskowskoje osero meistens sehr niedrig, mit Ausnahme einiger hohen Promontorien. Die gegenüber Podborowje liegende Insel Piri-saar weist an der Ostseite ein hohes Steilufer auf, dessen Profile geschichteten Sand gleich wie die des Podborowje zeigen. Das Promontorium Pnewo besteht auch, nach v. HELMERSEN, aus geschichtetem Sand. Dieser ruht aber hier auf steinreichem Geschiebemergel von bräunlicher Farbe.

Die lange und schmale, den Peipus mit dem Pskowskoje osero verbindende Wasserstrasse, die auch Tjoploje osero genannt wird, hat bei Pnewo ihre schmäleste Stelle, die nur 18—28 Fuss tief sein soll. Einzelne kesselförmige Vertiefungen besitzen nach Angaben von v. HELMERSEN c. 72 Fuss Tiefe. Wo der Tjoploje osero sich mit dem Pskowskoje osero vereinigt, befindet sich ein hohes nach SE gerichtetes hakenförmiges Promontorium. Das steile Erosionsufer zeigt nur Geschiebemergel. An der Nordküste von Pskowskoje osero, wo sonst nur ganz niedriges Land an den See herantritt, bemerkt man das Promontorium von Dub, welches auch ein steiles Erosionsufer besitzt. Die Ostküste wird mit einigen Unterbrechungen bis zur Mündung der Welikaja von einem Dünenwall begleitet. Wo die Landstrasse von Pskow nach Gdow den Fluss Tolbiza überschreitet, befindet sich nach v. HELMERSEN ein alter Strandwall aus Sand. Er umgiebt das niedrige Mündungsgebiet des Flusses. Die drei Inseln Talapusk werden von v. HELMERSEN näher beschrieben. Alle drei bestehen aus rotem Geschiebemergel und weisen steile Ufer auf. Die Strandniederungen sind mit Blöcken übersätet. Die Höhe der Ufer beträgt an einigen Stellen 70—80 Fuss. Stranderosion geht fortgesetzt vor sich. Zwischen den Inseln ist das Wasser sehr seicht, und v. HELMERSEN äussert die naheliegende Vermutung, dass diese Inseln einst ein zusammenhängendes

Ganzes gebildet haben. Im Anbetracht der reihenförmigen Anordnung sowie der Umstand, dass in derselben Richtung, an der gegenüberliegenden Seite von Pskowskoje osero, noch eine aus Moräne bestehende Insel (siehe unten) sich anreihet, könnte man die Hypothese aufstellen, dass alle diese Inseln Überbleibsel einer den See einst quer durchstreichenden Endmoräne ausmachen.

Beim Annähern an die Welikaja tritt einem der devonische Glint entgegen, und dieser bildet die Südseite des Sees.

Einige Meilen östlich von Gdow zieht sich durch ein ziemlich flaches Land in NNW—SSE:licher Richtung ein langer Talzug, der von Pljussa durchflossen wird. Die Breite des Tales, die im N ganz bescheiden ist, nimmt nach Süden beträchtlich zu. Die Talseiten sind ziemlich markiert. Der Boden des Tals ist eben und durch diesen windet sich der Pljussafluss in zum Teil ziemlich scharfen Mäandern. Das Auftreten dieses markanten langen Tals ist ziemlich rätselhaft. Es fängt mitten im flachen Lande an. Dort, wo die Pljussa einen rechtwinkligen Bogen macht, hört es plötzlich stumpf auf. Seine Fortsetzung bildet nur eine ganz schmale Rinne die südwärts bis zu einem anderen Tal führt. Weil der Talzug im N am schmalsten ist, liegt es nahe zu vermuten, das die erodierende Kraft einmal von N bis S gewirkt hat. Ich habe nicht Gelegenheit gehabt, dieses Tal näher zu untersuchen, und kann darum nichts Bestimmtes äussern. Es scheint mir doch nicht allzu gewagt, dieses Tal als ein grosses Schmelzwassertal von gleichem Typus als die, die wir vom nördlichen Livland kennen gelernt haben, anzusehen.

An der Südseite des beinahe kreisrunden Sees Samro, c. 50 Werst S von Jamburg zieht sich gemäss der Karte von WNW bis ESE ein langer schmaler Talzug, dessen Boden teilweise von zwei langen Seen eingenommen wird. Er repräsentiert vielleicht eine subglaziale Schmelzwasserrinne der letzten Rückzugsperiode des Landeises. Die Gelände herum sind coupiert und wahrscheinlich Endmoränenbildungen. Ich kenne diese Gegenden durch Autopsie leider nicht.

Der Lugafluss fliesst, wie aus der Generalstabskarte hervorgeht, zwischen Luga und der ebenen Gegend näher an Jamburg

(siehe oben) in einem recht prägnanten Tal, das in dem devonischen Untergrund eingeschnitten ist.¹⁾ An der Stadt Luga konnte der Verf. beobachten, dass der Fluss tief im rötlich gefärbten sandigen Terrain eingesenkt ist. In dieser Gegend auf der Ostseite der Warschauer Bahn treten mehrere radial gestellte tiefere Seerinnen auf, die möglicherweise schmelzwassererodiert sein können.

An der Bahnstrecke Luga—Pskow begegnet man ziemlich wechselnden Glazialbildungen, die ich jedoch nicht Gelegenheit hatte näher zu untersuchen. In der Gegend der Station Serebrjanka herrscht eine stark wellige „Endmoränenlandschaft“ vor. Der Boden ist gut bebaut. Die Moränenhügel reichen bis zur Nähe der Station Strugi Bjelaja nach Süden. Noch weiter südwärts, an der Haltestelle Wladimirskaja Lager durchschneidet die Bahn eine schöne Randåsbildung, die auf ihrer Nordseite von einem eigentümlich kleinbuckeligen Sandboden begleitet wird. In dem Bahndurchschnitt durch den Randås sieht man nur feinen gelagerten Sand (glazifluviale Schichtung). Im Süden des Åses breitet sich ebener sandiger Boden aus. Näher an Pskow ist das Land wohl ziemlich flach, aber einzelne Moränenhügel ragen doch hie und da scharf empor. Der Boden, der bei Luga, wie gesagt, sehr sandig ist, wird in der Nähe von Serebrjanka typischer rötlicher Geschiebelehm. Diese Bodenart herrscht auch die grösste Strecke bis in die Nähe von Pskow, wo Sandboden entgegenkommt.

Vom südlichen Ingermanland ist noch eine sehr bemerkenswerte Bildung zu erwähnen. Ich meine einen langen Talzug, der von der Gegend südlich von der Luga bis zur Südostecke des Peipus' mit stellenweise scharfen Biegungen verläuft. Das Tal ist sehr prägnant ausgebildet und durchläuft unbekümmert eine orographisch sehr unruhig gestaltete Landschaft. Es ist nur teilweise bewässert, indem die Pljussa in ihrem Oberlauf die östliche Streckenhälfte des Tals durchzieht. Von der Nähe des Dorfes Turjetz abwärts wird das Tal nur

¹⁾ Siehe *Carte géologique internationale de l'Europe*, Feuille 18 (D. III). Ech. 1:1,500,000.

von sehr kleinen Wasseradern belebt, obwohl die Prägnanz des Talprofils nach dieser Seite immer zunimmt. Die Pljussa drängt sich eigentümlicherweise vom Tal aus, das südliche Ende des grossen in NW—SE streichenden Tals E von G d o w aufsuchend. Diesen letzteren Talzug benutzt sie dann in seiner ganzen Länge. Der Sprung der Pljussa vom einen Talzug zum anderen herüber ist schwer zu erklären, weil nähere Beobachtungen noch fehlen. Die die „Urstromtäler“ verbindende Strecke des Pljussatales scheint einen Durchbruchcharakter zu haben. Das in E—W gehende Tal mündet westwärts in die grosse „Lucht“, die die stumpfe Landzunge zwischen Peipus und Pskowskoje osero bildet, und vermutlich als die Deltaebene des Tals, zur Zeit als dieses bewässert war, anzusehen ist.

Das mittlere und südliche Livland.

Obwohl dieses Gebiet keine auffällige natürliche Grenze gegen Nord-Livland besitzt, und obwohl die Natur mehrere gemeinsame Züge mit der letzteren Landschaft aufweist, sehen wir hier jedoch die Quartärformation am typischsten entwickelt. Was vor allem die Formation in diesen Gegenden charakterisiert, ist die grosse Mächtigkeit der Ackumulationen und die prachtvoll entwickelte glaziale Orographie. Ähnliche Verhältnisse können jedoch auch im westlichen Kurland beobachtet werden.

Die Küste von Livland am Rigaschen Meerbusen ist niedrig und sandig. Hier hat wohl während früherer Transgressionen eine marine Abrasion gewirkt; die Grenze zwischen marinem Schwemmland und supramarinem Diluvialboden ist jedoch nicht besonders ausgebildet. Auf der Generalstabkarte (Masstab 1:126,000) tritt keine alte Abrasionsgrenze in der Topographie hervor. (Diese Karte reicht südwärts bis zum Salisfluss.) Auf einer Fahrt von L e m s a l nach P e r n i g e l konnte ich unterwegs keine alten Strandlinien entdecken. Das Land verflacht sich hier sehr allmählich gegen die Küste. Bei K a b l y und H a y n a s c h tritt der Devonsandstein in von den Meeresswellen bespülten Klippen hervor.

Der aus dem äusserst flachen Becken des Burtnecksees kommende Salisfluss hat sich auf der ziemlich kurzen Strecke zur Küste ein markiertes Tal geschnitten. Von Neu-Ottenhof abwärts nehmen die Ufer nach GREWINGK ziemlich rasch an Höhe zu. Von Salzburg abwärts entblösst der Fluss Sandsteinfelsen.

Der Burtnecksee, dessen Spiegel 40,6 m ü. d. M. liegt, und dessen grösste Tiefe 6 m beträgt, ist von nur flach ansteigenden Geländen umgeben. An der SW-Seite des Sees kommt nach GREWINGK ein Grandwall vor, der sich von St. Matthiä bis zur Wiedenhofbach erstreckt, und nach ihm als ein Strandwall des einst höher gelegenen Burtnecksees angesehen werden kann. Dieser Rücken mag jedoch eher der unten näher beschriebenen Drumlinlandschaft dieser Gegend angehören, und sonach eine glaziale Bildung sein.

Die Drumlinlandschaft, die sich südlich vom Burtnecksee ausbreitet und durch Untersuchungen von Doss (1896 a) näher bekannt worden ist, tritt schon auf der Terrainkarte¹⁾ deutlich hervor. Sie nimmt das Gesamtareal von 10 □ Meilen ein. Die Rücken sind durch einen strengen Parallelismus mit Streichrichtung N 45° W ausgezeichnet. Wie Doss hervorhebt, und wie ich mich selbst überzeuge, sind aber alle Rücken niedrig und besonders an den Enden sehr sanft ansteigend. Auch liegt der Sandsteinuntergrund des Devons nach Doss nicht tief, und die grösste Mächtigkeit des Quartärs in dieser Gegend wird von Doss zu c. 20 m geschätzt. Das Material der Rücken scheint aus Geschiebemergel oder -sand zu bestehen. Weil Aufschlüsse sehr selten sind, kann man ein sicheres Urteil nicht äussern. Erratische Geschiebe liegen recht zahlreich an der Oberfläche der Rücken umhergestreut.

Zwischen Rujen und Stahlenhof durchschreitet die Perna-Walksche Bahn eine undulierende Moränenlandschaft. An der Station Ermes macht die Bahn, wie gesagt wurde, einen Schnitt durch einen aus rotem Geschiebemergel bestehenden Endmoränenwall, der sich ungefähr NE—SW zieht. Zwischen Ermes und Walk treten ausge-

¹⁾ Topogr. Spezialkarte von Mitteleuropa. Blatt Wenden. Masst. 1:200,000.

dehnte, teilweise versumpfte Sandgelände auf, die sich möglicherweise als den Endmoränenwall vorgelagerte „Sandur“ erweisen können.

Die Gegend von Walk ist sandig aber jedoch nicht ganz flach. Der Sand hat auch nicht den wahren Heidecharakter, indem er rötlich gefärbt ist und sich bebauen lässt. Rollsteingrus tritt hie und da auch hervor. Die Steine bestehen grösstenteils aus Silurkalkstein. Der Stadt vorbei fliesst ein Bach nach NE bis Saggnitz, wo er sich in oberem Embach ergiesst. Dieses Flüsschen hat an der Stadt eine Erosionsfurche in dem lockeren Sandboden eingegraben. Diese Furche mündet aber gleich in NE der Stadt in eine ausgedehnte sumpfige Ebene, die erheblich tiefer als das bebaute Moränenland an den Seiten in W und E liegt. Die Ebene verschmälert sich nach Norden, und läuft, soweit ich sehen konnte ¹⁾ bei Saggnitz in einer Spitze aus. Hier befindet sich der genannte Durchbruch des oberen Embachs. Es liegt nahe zu vermuten, dass das obere Embachtal vom Wirtsjärw bis zu diesem Durchbruch die Rolle eines aufwärtsgerichteten, subglazialen Schmelzwassertaales gespielt hat.

Zwischen Walk und Wolmar fährt man beinahe die ganze Strecke durch eine Heidelandschaft. Der Sand ist von mehr braunroter Farbe als im Übrigen der Fall zu sein scheint. Im NE von Stackeln, halbwegs nach Wolmar, wird ein ausgedehntes Dünengebiet angetroffen. Die Dünen haben zuweilen eine langgestreckte an Åsar erinnernde Form. Gröberes Material kommt hier nirgends vor. Vom Gipfel eines der höchsten Dünen konnte man meilenweite Strecken des öden Heidelandes überblicken. Im Norden tritt die genannte aus Moränen aufgebaute Hügelreihe von Ermes vor, die sich durch ihre saftgrüne von den Äckern und Wiesen herrührende Farbe sehr deutlich vom dunklen Nadelwalde im Vordergrund abhebt. Bei Stackeln kommt nach SCHMIDT (1887 b) Bänderton unter dem Sand vor. Nähere Angaben führt er leider nicht an und Doss ist es nicht gelungen bei einem späteren Besuch die Fundstelle anzutreffen. Zwi-

¹⁾ Das Kartenmaterial für diese Gegend war mir sehr unzureichend.

schen Stackeln und Wolmar nähert sich die Landstrasse dem Flussbett der Livländischen Aa, das hier ziemlich flach im Sandboden eingeschnitten ist. — Wenn man mit der Bahn von Walk nach Wolmar fährt, bemerkt man beinahe halbwegs mitten in einem grossen Moor, wie lange Dünenzüge sich von Sumpfboden scharf abheben. Die ausgedehnte Versumpfung hat hier sonach später als die Dünenbildung stattgefunden.

An der Walk-Pleskau'schen Bahn sind die Verhältnisse ziemlich verschiedenartig. Zwischen den Stationen Antzen und Sommerpahlen geht die Bahn durch eine sehr ausgeprägte „Endmoränenlandschaft.“ Die Moräne hat hier eine braune Farbe. Näher an Neuhausen verflachen sich jedoch die Geländeformen.

Fährt man der Walk-Marienburg'schen Bahnstrecke entlang, sieht man zuerst bis Koiküll eine schwach undulierende Landschaft von kleinsteinigem Moränenlehm mit braunroter Farbe. In den flachen Senken befinden sich feuchte Wiesen. Heidesand tritt in grosser Ausdehnung näher an Koiküll hervor. Zwischen Koiküll und Taivola durchschreitet die Bahn eine typische sehr coupierete „Endmoränenlandschaft“, die sich gegen Happenhof bedeutend verflacht. Der Boden ist überall rotbrauner Geschiebelehm. Eine Werst südlich von der Station Happenhof befindet sich ein grosser Abbau im Devonkalkstein, der hier den Kern einer Anhöhe bildet. Auf der horizontalen Fläche des Kalksteins lagert ein c. 2 m mächtiger äusserst steinarter rotbrauner Geschiebelehm. — Wenn man die grosse Pskow-Rigasche Chaussée überquert hat, begegnet man ausgedehnten Heidegeländen, die meistens eine unruhige Oberflächenkonfiguration besitzen. Die Bahn durchschreitet in einem tiefen Schnitt einen der Sandhöhen. Die Profile zeigen feingeschichteten kiesigen Sand mit eingeschalteten Rollsteingruslagern, eine echte glazifluviale Struktur. Näher an Marienburg nimmt die Landschaft mehr „Endmoränencharakter“ an, indem der Boden sich als rotbrauner Geschiebelehm erweist.

Die bedeutende Höhenschwelle, die als das *Haanhofplateau* gemeinlich bezeichnet wird, zeigt einen ausgeprägten „Endmoränenlandschaft“-charakter. Die Oberflächenformen sind sehr unruhig mit zahl-

reichen scharf aufragenden Buckeln und dazwischenliegenden oft kesselrunden Senken. Eigentümlich sind trogförmige, tief eingesenkte Seebecken, von denen eines wenige Werst südlich von Werro, am Nordrand der Höhenschwelle liegt. Die landschaftlich reizenden Seen von Raug sind gleichen Charakters. Sie sind von M. VON ZUR MÜHLEN (1908) hydrographisch und biologisch näher untersucht worden, und werden von ihm als glaziale Evorsionsseen aufgefasst. Sie liegen in einer Reihe perlschnurartig angeordnet, in dem Moränenland gesenkt und die einzelnen tiefen Seebecken sind von einander durch Schwellen getrennt. Die Richtung der Seenkette ist ungefähr SE—NW, und das Tal öffnet sich nach NW. Das SE:liche Ende ist beinahe trogartig in dem Höhenland eingegraben. Der Boden dieser Landschwelle scheint ziemlich verschiedenartig zu sein. Teilweise sieht man steinreichen Moränenmergel, teils Sand oder Rollsteingrus. Offenbar hat man in dieser Landschaft meistens mit Kamesbildungen zu tun. So beobachtete ich in der höchsten Gegend der Landschwelle einen grossen Aufschluss durch einen Hügel, wo die Profile Sand und Rollsteingrus in glazifluvialer Lagerung zeigten. Gleich im S von der Eisenbahnstation Werro am Nordrand der Landschwelle befindet sich ein grosser Abbau im glazifluvialen Sand. An der Strasse von Werro nach Neuhausen sieht man auch zuerst Sand und Rollsteingrus, dann mehr Moränenboden, wo grosse erratische Blöcke überall herumliegen. Die Moräne hat meistens einen sandigen Charakter. Rollsteingrus tritt jedoch fortwährend in den Entblössungen der Hügeln hervor. Die Oberflächenformen sind auf der Strecke

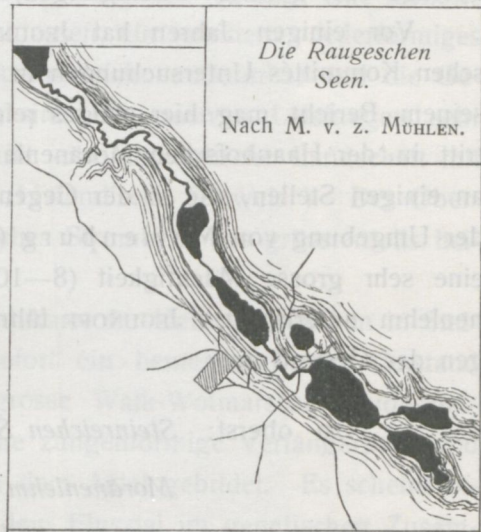


Fig. 20. Masstab 1:10,400.

Die Oberflächenformen sind auf der Strecke

nach Neuhausen gleich unruhig wie in der Gegend von Rauga, und tief eingegrabene glaziale Evorsionsseen fehlen hier auch nicht. Beinahe die ganze Landschwelle ist mit Äckern und Wiesen bis zum höchsten Gipfel (Munnamäggi) überkleidet. Erosionstäler postglazialer Dränierung treten ziemlich spärlich auf. Ein ausgeprägtes enges Tal wird jedoch Neuhausen vorbei vom Pimschefluss durchströmt. Sonst sind die glazialen Oberflächenformen sonderbarerweise von erosiver Zerstörung verschont und durch die Waldlosigkeit bieten sich dem Glazialgeologen sehr günstige Bedingungen, die Morphologie zu studieren.

Vor einigen Jahren hat JEGUNOFF¹⁾ im Auftrage des geologischen Kommittés Untersuchungen in diesen Gegenden angestellt. Aus seinem Bericht mag hier einiges referiert werden. Steinreicher Sand tritt in der Haanhöfischen Moränenlandschaft sehr oft zum Vorschein, an einigen Stellen, wie in der Gegend der Seen von Rauga und in der Umgebung von Marienburg (weiter südlich) erreicht der Sand eine sehr grosse Mächtigkeit (8—10 Saschen). Er wird von Moränenlehm unterlagert. JEGUNOFF führt drei Etagen der Quartärbildungen der Gegend an:

zu oberst: *Steinreichen Sand.*

Moränenlehm (Моренная глина).

zu unterst: *Steinarmen, oft geschichteten Sand.*

Das mittlere Glied, der Moränenlehm, ist überall vorhanden und zeigt sich als eine scharf hervortretende Schicht von roter oder braunroter Farbe. Geschiebe kristalliner Gesteinarten kommen in dieser zahlreich vor. Das unterste Glied, der steinarme Sand, tritt selten zu Tage.

Ausser diesen drei glazialen Bodenarten erwähnt JEGUNOFF noch den Flusssand (Heidesand), der besonders an der SW-Küste von Pskowskoje osero auftritt, wo man auch alte und neue Dünen

¹⁾ I. A. JEGUNOFF (И. А. ЕГУНОВЪ), Геологическія изслѣдованія въ С.-Зап. части 27 листа. Изв. Геол. Комитета. № 7. 1911.

beobachten kann. Auch das Vorkommen des Talsandes im Tal des Pimschefflusses zwischen Neuhausen und Petschory erwähnt JEGUNOFF.

Die geomorphologischen Verhältnisse *des Tals der Livländischen Aa* sind sehr bemerkenswert. Wenn man eine topographische Karte von Livland betrachtet, fällt sofort die grosse Prägnanz dieses Tals ins Auge. Während alle anderen Flusstäler Ostbaltikums kurz und unbedeutend sind, beherrscht die livländische Aa das geographische Bild von ganz Südlivland. Die Tiefe ihres Tals bedingt eine lebhaftere Nebenerosion mit zahlreichen Zuflüssen, ein markiertes federförmiges Flussnetz bildend. Weil der Boden leicht umformbar und die Gegend ziemlich hoch gelegen ist, sind die erosiven Leistungen sehr grossartig gewesen. Hierdurch ist eine romantische Landschaft mit tiefen Talschluchten entstanden („Livländische Schweiz“). Der Oberlauf der Aa zeigt jedoch ein flaches Strömbett, das grösstenteils heideartiges Gelände durchzieht.

Betrachtet man die Übersichtskarte der Heidesandflächen in Südlivland (siehe die Karte), tritt sofort ein bemerkenswerter Umstand betreffs der Aa hervor. Die grosse Walk-Wolmarsche Heidesandfläche hat nämlich gegen SW eine zungenförmige Verlängerung, und die Fortsetzung dieser wird von dem Aatal gebildet. Es scheint offenbar die Heidesandfläche mit dem Flusstal im genetischen Zusammenhang zu stehen, m. a. W. das Flusstal hat einst als Abzugsrinne der Wassermengen, die sich über die Heide ergossen, gedient. Beim näheren Studium des Aatales tritt ein Umstand hervor, der mit dieser Auffassung gut übereinstimmt. Man trifft nämlich an den Talseiten eine ziemlich hochliegende oft sehr gut erhaltene und breite Terrassenebene an, deren Boden aus Heidesand besteht (Fig. 21). Diese wird jedoch unten, soweit ich sehen konnte, von Devonsandstein aufgebaut. Oft fällt die Oberfläche des letzteren beinahe mit der Terrassenebene zusammen. Die Seitentäler weisen meistens auch diese Terrassenebene auf.

Das teilweise recht hügelige Moränenland wurde bis zu grosser Tiefe erodiert, wobei ein breiter Talzug mit flachem Boden entstand,

sich von Wolmar bis Hintzenberg erstreckend. Die Erosion ging damals nicht tiefer als bis zur Oberfläche des darunterliegenden Felsengerüsts — des Devonsandsteins an. Dieser Umstand hing wahrscheinlich damit zusammen, dass die spätglaziale Transgression eine erhöhte Erosionsbasis zu Folge hatte. Die postglaziale Erosion der Livländischen Aa zeigt sich als ein ganz neuer Zyklus mit einer in der spätglazialen Flussebene scharf einsetzenden Stromrinne, die meistens auch von erheblicher Breite ist, so dass die spätglaziale Terrasse oft nur als ganz schmale Leisten an den Talgehängen zum Vorschein kommt. Streckenweise ist die Terrasse aber sehr breit und schön ausgebildet (siehe die Abbildung 21). Bei Segewold mündet in das Aatal von Süden her eine tiefe Talschlucht, an deren Öffnung der spätglaziale Alluvialkegel noch teilweise bewahrt ist. Die jetzige Aa hat mit einem Mäanderbogen die korrespondierende Terrassenebene von der Umgegend ganz abgeschnitten. Die Höhe von der Flussebene bis zur Kante der Kegeloberfläche beträgt c. 13 m.

Die rezente Flussebene der Aa ist vom feinen, geschichteten Sand aufgebaut. Das Strombett schlängelt sich in scharfen Krümmungen die mehr das Aussehen von Serpentina als von freien Mäandern haben.¹⁾ Die Krümmungen haben ihre Lage offenbar mehrmals verschoben, weil die spätglaziale Terrasse meistens, wie gesagt, nur in Form spärlicher Reste an den Talseiten übriggeblieben ist. Mäanderlagunen, weit vom jetzigen Strombett liegend, kommen auch vor (Abbild. 21; Aa fließt links im Hintergrunde).

Weil das Aatal bis zu einer Tiefe von 70 m im Moränenland und unterliegenden Sandstein eingeschnitten ist, muss natürlich eine lebhafte Nebenerosion an den Seiten entstanden sein. Die Täler von Ammat, Light, sowie von Brasle sind tiefe Schluchten, wo der Sandstein in steilen Wänden am Flusslauf hervortritt. Die Topographie dieser Gegend ist nicht, wie anderorts im Ackumulationsgebiet Livlands und Kurlands der Fall ist, nur durch die glazialen und

¹⁾ Vergl. STEN DE GEER, Klarälvens serpentinnopp och flodplan. Sveriges geol. Undersökn. Årsbok 4. 1910.



Fig. 21. Die spätglaziale Terrassenebene an der linken Talseite der Livländischen Aa zwischen Wenden und Lighat. Links eine junge Flussebene mit einer Mäanderlagune. Die Livl. Aa fließt rechts im Hintergrunde hinter den Bäumen.

glazifluvialen Bodenformen charakterisiert, sondern hier liegt mehr eine *Erosionslandschaft* vor, wo das glaziale Relief sehr gestört ist. Auf diesen Umstand hat schon längst FR. SCHMIDT (1890) hingewiesen.

Das Relief an den Seiten des Aatales ist besonders in der Gegend von Wenden als eine sehr typische Endmoränenlandschaft entwickelt gewesen, deren Hauptzüge durch die postglaziale Erosion etwas verwischt worden sind. Westwärts verflacht sich die unruhige Oberflächengestaltung gegen Lemsal zu bedeutend, ebenso nach Segewold zu, wo die Landschaft sogar einen Ebenencharakter annimmt.

Die Gegend von Lemsal ist ziemlich flaches Moränenland. Gleich im W der Stadt streicht in N—S Richtung eine breite Talsenke, die von drei langgestreckten Seen teilweise eingenommen wird. Sie trägt genau des Aussehen eines jetzt „toten“ glazialzeitlichen Schmelzwassertales. B. Doss (1895) hat auch früher diese Meinung über die Natur des Tales ausgesprochen, ebenso wie über die des Jungfernhof'schen Tales, das einen westlichen Zweig zum Lemsaler Tal ausmacht, und mit diesem bei Ladenhof'schen See sich vereinigt. Das Jungfernhof'sche Tal ist auch wie das Lemsalsche von perlschnurartig angeordneten Seen eingenommen. Der Boden besteht meistens, wie auch Doss hervorhebt, von rotem Geschiebesand. In einer grossen Kiesgrube im Talgehänge die Stadt Lemsal gegenüber beobachtete ich eine glazifluviale Schichtung des sandigen und grandigen Materials bis zu grosser Mächtigkeit.

Gegen die Küste senkt sich das Land des Lemsalschen Moränenplateaus nur allmählich, und keine marine Grenze scheint hier ausgebildet zu sein. Auch stellt sich der Heidesand mit dem Annähern an die Küste nicht ein. Nur die allernächste Strandniederung ist sandig und unbebaut.

Das Dünatal und das östliche Kurland.

Der grösste Strom der Ostseeprovinzen, *die Düna* (russ. *Занадная Двина*) besitzt allem Anschein nach eine ziemlich verwickelte Ent-

stehungsgeschichte. Beim genaueren Studieren der morphologischen Verhältnisse des Dünatales treten nämlich mehrere Eigentümlichkeiten hervor, die hier näher auseinandergelegt werden sollen.

Meine Beobachtungen reichen bis nach Dünaburg hinauf. An diesem Ort besitzt das Flusstal einen deutlichen Durchbruchcharakter. Weiter ostwärts in der Gegend zwischen Polozk und Drissa durchfließt nämlich die Düna eine Niederung, um dann etwas westwärts von Drissa in ein hohes, hügeliges „Endmoränenland“ einzudringen. Die genannte Niederung ist nur eine Senke inmitten des grossen „baltischen Endmoränengürtels“ und das höhere Land, das W von Drissa oder bei Dünaburg durchbrochen wird, ist ein inneres Glied dieses Gürtels. Ausserhalb der Spitze Kurlands in diesem Durchbruchtal am linken Ufer bei Kreslaw (Kraslawka) begegnet man nach GREWINGK (1861) an der Düna, die hier hohe Erosionsufer hat, folgendem über 100 Fuss mächtigem Profile:

„Dammerde. Drift mit krystallinischen Blöcken silurischen Geschieben und Kalksandbänken .	50—70 Fuss
Blauer und rother Thon mit dazwischen lagern- den 3—1,5 Fuss mächtigen Torflagen).	4 „
Weisser, glimmerhaltiger Sand	14 „
Graublauer, plastischer Thon, Grand, eisenschüs- siger grauer Sand, bis zum Niveau der Düna“ .	14 „

Das Durchbruchstal trägt in seiner ganzen Länge zwischen Kreslaw und Dünaburg das Aussehen eines grossen „Urstromtales“, auf dessen Boden sich der Dünafluss windet. Bei Dünaburg habe ich dieses „Urstromtal“ näher studiert. Sein Südrand ist besonders scharf ausgeprägt. Von Ellern, E von Dünaburg über Lassen und Kalkuhnen bis Buntischki zieht sich eine ausgeprägte Terrainstufe zwischen hohem, hügeligem meistens typischem Endmoränenland und niedrigem flachem Schwemmland. Dieses letzteres ist von feinem gelagertem Flusssand aufgebaut und offenbar eine ziemlich junge Bildung. Abgeschnürte Flussbetten sieht man hie und da in der Ebene. Das jetzige Strombett ist einige Meter tief in diesem Boden eingesenkt.

Auf der Nordseite des Flusses steigt der Boden ziemlich plötzlich eine Anzahl von Metern an, und eine breitere Alluvialniederung fehlt hier. Das Land hat mehr das Aussehen eines höher gelegenen Plateaus, das nordwärts allmählich bis zum hohen Moränenland von gleicher Natur wie südlich von Dünaburg ansteigt. Der Boden dieses Plateaus besteht aus Heidesand und ist zum Teil vom Winde und Erosion umgeformt. Auf der Abdachung dieses Plateaus zum Fluss herab liegt die Stadt Dünaburg. Ich wäre geneigt dieses Sandplateau als ein Rest einer grossartigen Talfüllung des besprochenen „Urstromtales“ anzusehen. Von der Südseite des Flusses oder von dort, wo die ebene Niederung sich ausbreitet, ist die ganze Talfüllung verschwunden, d. h. von der rezenten Düna weggeschwemmt worden. SE von Illukst ist doch ein Überbleibsel der Füllung zu sehen. Dieser hängt doch wahrscheinlich nicht gerade mit der Haupttalfüllung zusammen, sondern ist wohl eine Mündungsackumulation eines vom Westen her in das Dünatal einmündenden Seitentals, das ganz in einem Endmoränengelände eingefällt ist. Dieses Tal trägt den Charakter eines Schmelzwassertals mit ziemlich steilen weit von einander abstehenden Gehängen und dazwischen liegendem flachem Boden. Das Tal ist heute beinahe ganz „tot“. Nur der untere Teil des Tals wird von einem kleinen Flüsschen belebt, das in einer Talfüllung sich eingeschnitten hat. Dieses Tal ist wie gesagt tief in das hochhügelige Moränenland eingesenkt und wird auch von der Bahn benutzt, die von Dünaburg nach Libau geht.

Das besprochene Moränenland gehört, wie schon einmal hervorgehoben wurde, dem innersten Teil des grossen „baltischen“ Ackumulationsgürtels an (Ackumulationen der sog. letzten baltischen Vereisung). Auf der Proximalseite dieses Gürtels erstreckt sich NW von Dünaburg eine weite Niederung die der Düna entlang bis Stockholm an n s h o f verfolgt werden kann. Die Hauptdimension der Niederung geht jedoch in SW—NE und wird meistens die Ewstniederung genannt. Sie wird von grossen Wäldern eingenommen. Der Boden wird von Schwemmsand zusammengesetzt. Das Strombett der Düna ist einige Meter — also sehr flach — in diesem Sandgrund eingefällt.

Die Niederung entbehrt, mit Ausnahme der nächsten Nähe zur Düna, wo kleine Seitenerosionsrinnen auftreten, Skulptur- oder Ackumulationsformen in auffälliger Weise. Allem Anschein nach repräsentiert der Sandboden dieser Ebene einen alten Absatz eines Stausees (siehe unten). Die Westgrenze der Niederung ist teilweise ein hoher Höhenzug mit dem Charakter einer Endmoränenbildung. Nordwärts von der Düna, oder eigentlich zwischen der Düna und dem Pskowskoje osero (siehe früher) bildet die Westgrenze der lange, ausgeprägte sogar streckenweise mit Terrassenhaken versehene Abfall des hohen südlivländischen Moränenlandes. Näher an der Düna hört wohl dieses Land auf, aber wird südwärts von einem langen schmalen Höhenzug über Stockmannshof fortgesetzt. Dieser südliche Zweig besitzt gegen die Niederung im E einen gleich ausgeprägten Stufenfall wie weiter nordwärts. Von der Ebene aus gesehen zieht er sich als ein imposanter Wall hin. Er kommt mit seinem südlichen Ende dem grossen Moränengürtel der Gegend von Dünaburg ziemlich nahe, wird aber von diesem durch einen flacheren Durchgang geschieden. Dieser ist dadurch besonders erwähnenswert, dass er in seinem Boden ein altes breites aber ziemlich markiertes Tal besitzt, das jetzt von dem Flüschen Wischunka belebt wird. Dieses Tal ist offenbar ein Schmelzwassertal, das die Schmelzwässer nach Westen hin von der Niederung hinaus geleitet hat. Der Höhenzug, der von hier nordwärts bis Stockmannshof reicht, besitzt ganz die Oberflächengestaltung einer Endmoränenbildung: ein schneller Wechsel von Höhen und Talsenken, welche letztere teils mit Moore teils mit Seen erfüllt sind. Einige, wahrscheinlich subglazial gebildete Rinnen setzen tief in das Hügelland ein und sind teilweise von langgestreckten Seen eingenommen. Der Ostrand des Moränenzugs ist durchweg höher und schärfer ausgebildet als die Westseite, die sich ziemlich allmählich in weiten Heidegeländen verliert.

Der Durchbruch der Düna bei Stockmannshof ist in vieler Hinsicht bemerkenswert. Wie oben gesagt wurde, fliesst die Düna durch die Ewstniederung in einem flachen Strombett, in Sandboden eingesenkt. Je mehr sich aber der Fluss dem Endmoränenzug nähert, desto

mehr wird das Aussehen der Ufer verändert. Bei Jakobstadt, wo der Strom am südlichen Ende eines Ausläufers der livländischen Moränenlandschaft vorbeifliesst, hat er sich schon tiefer eingegraben. Näher an Stockmannshof schlängelt sich der Fluss bis zum Ostrande des grossen Moränenganges hinüber und fliesst eine kurze Strecke diesen entlang bis Stockmannshof, wo er einen scharfen Bogen gegen NE macht. Er schlägt hier nämlich plötzlich in eine SWliche Richtung um. Gleich bevor der Strom die scharfe Krümmung macht, beginnt er sein Bett zu vertiefen. Die Erosionsprofile zeigen von hier abwärts devonischen Kalkstein von einer dünnen Decke Sand überlagert. Dass nicht mächtigere Quartärmassen hier auftreten hat sein Grund darin, dass die rezente Erosionsfurche in einem alten breiten Talboden angelegt ist. Dieser alte Talzug setzt quer durch den Moränenzug hindurch. — Bevor wir das gegenwärtige Strombett weiter verfolgen, wollen wir jenes Tal etwas näher studieren. Das Ende des Tals gegen die Ewstniederung liegt genau bei Stockmannshof, d. h. dort, wo der Ostrand der Moränenzug fortgeht. Von dort erstreckt sich das Tal ziemlich gerade in der Richtung ENE—WSW bis Dundsewas, und trennt sich sonach weit vom gegenwärtigen Flusse ab. An der angegebenen Stelle macht das Tal einen ziemlich scharfen Bogen gegen S und zieht sich nunmehr nach NW, aber verliert sich bald in Heidesandmarken. Das Tal trägt einen Durchbruchcharakter und ist mit einem breitem Profil ausgestaltet. Der Boden ist breit und flach. Die Talgehänge sind dort, wo das Tal Moränenhügelland durchschneidet, scharf markiert. Solche Durchschnitte befinden sich ausser bei Stockmannshof weiter unten besonders bei Forst Setzen. Das Hügelland hier ist als ein westlicher Zweig des Stockmannshofer Rückens anzusehen. Meiner Ansicht nach repräsentiert dieses Tal eine breite Abzapfungsrinne eines ehemaligen grossartigen Sees der die ganze Ewstniederung eingenommen hat. Dass diese Rinne westwärts schon südlich von Friedrichstadt sich verliert, obgleich das Land hier noch ziemlich hoch gelegen ist, hängt wahrscheinlich davon ab, dass der riesige Mitauer Stausee (siehe unten) sich bis zu diesen Gegenden gleichzeitig mit dem Fort-

gehen der Abzapfung erstreckt hat. Die Höhe des Eisseestandes war zwischen Tuckum und Mitau c. 43 m. Die Mündung des Stockmannshofschen Durchbruchtales liegt c. 59,5 ü. d. M., ist aber wie gesagt von weiten Heidesandflächen vorgelagert, die den supraaquatischen Teil des Eisseedeltas ausmachen können. Die Oberfläche dieser Sandebenen senkt sich auch allmählich nach Riga zu und besonders im Süden und Südwesten von Oger dehnen sich ganz ebene Sandheiden aus, die sich auf den Niveaus zw. 38—42,5 m befinden und wahrscheinlich alte Dünenalluvionen ausmachen. Einen ausgeprägten Distalabfall eines etwaigen Eisseedeltas kann man in diesen Gegenden in der Topographie nicht verfolgen, weil Moränenhügel aus der Sanddecke hier zahlreich aufragen, und das Deltabild verwischen.

Kehren wir aber zum Durchbruchtal bei Stockmannshof zurück. Es wurde gesagt, dass die jetzige Erosionsfurche der Düna im Boden des alten Talgangs eingesenkt ist. Diese Bodenebene repräsentiert wie die Erosionsprofile zeigen, die reingespülte (eig. von einer ganz dünner Decke Sand überzogene) Oberfläche des mitteldevonischen Kalksteins. Auf dieser Oberfläche geht hier die Riga-Oreler Bahn und liegt der Flecken Stockmannshof. Die Furche, in der die Düna in zahlreichen Stromschnellen fließt, vertieft sich abwärts immer mehr, so dass z. B. beim Gute Stockmannshof die cañonartigen wilden Felsenwände, die die *Andreasfelsen* genannt werden, sich offenbaren. Von hier abwärts bis zum Gute Schtaben fließt die Düna im Boden des „Urstromtales“ eingesenkt. Hier wendet sich der Fluss aber plötzlich nach N und macht in dieser Richtung einen grossen mit eigenen kleineren Krümmungen versehenen Bogen. Dadurch entfernt sich die Düna vom Urstromtale, und ihr Tal wird von hier ab auch nicht mehr mit diesem vereinigt. Sie hat sich eine Erosionsrinne unmittelbar in ein Moränenland eingegraben. In zahlreichen Windungen fließt sie zwischen hohen Wänden, die unten aus Devonkalkstein oben aus Geschiebemergel bestehen. Hierbei tritt aber oft ein Umstand entgegen, der, wie wir sehen werden, für die Erosionsskulptur im Bereiche des Devonkalksteins sehr charakteristisch

ist. Die Oberfläche des Kalksteins kommt nämlich oft deutlich zur Geltung. Als der Strom nach dem Abschmelzen des Landeises in den mächtigen Massen des roten, steinarmen Geschiebemergels, der hier überall den Boden ausmacht (siehe die Strukturkarte) begonnen hatte sich einzusägen, ging die Erosionsarbeit wahrscheinlich rasch fort. Dann aber kam die harte Oberfläche des Kalksteins entgegen, und die Tieferosion hörte auf (wahrscheinlich auch weil die postglaziale Landhebung hier noch nicht einen nennenswerten Betrag erreicht hatte). Dagegen fing eine Seitenerosion an zu wirken. Der Fluss schlängelte sich hin und her, tiefe Mäandernischen im Geschiebemergel ausskulptierend. Solche Einbuchtungen befinden sich besonders östlich und westlich von Friedrichstadt. Die grösste dieser auf einer alten Flussebene liegenden amfiteatralischen Buchten befindet sich gegenüber Galswingshof unterhalb Friedrichstadt. Seitenerosionsfurchen, meistens „tote“, die das Haupttal empfängt, haben ihre Mündungen genau am inneren Rande der Nischen, d. h. sie sind nur im Geschiebemergel erodiert. — Der grosse Bogen bei Kokenhusen entbehrt meistens an den Seiten des Flusses dieser Terrassenebenen, und es ist hier hauptsächlich nur eine Furche ausgebildet (die berühmten Talgehänge an der Ruine Kokenhusen). Die Erosion fing aber aufs Neue an nach der Tiefe zu arbeiten (wohl infolge fortgegangener Landhebung) und die Seitenerosion hörte auf. Hierbei entstand eine weit schmalere Stromrinne, die meistens auch einen geradlinigeren Verlauf zeigt. Die Wände wurden infolge der horizontalen Lagerung des Kalksteins senkrecht ausgestaltet. Dieses Cañontal, der jetzigen Stromrinne des Flusses entsprechend, fängt, wie oben gezeigt wurde, bei Stockmannshof an um abwärts zuerst mit wachsender dann mit beinahe gleicher Höhe bis zur Gegend von Üxkull sich fortzusetzen. Weil der Fluss auf dieser Strecke einen ziemlich schnellen Fall hat, muss sich natürlich auch die Oberfläche des Devonkalksteins in derselben Richtung senken. Noch bei Oger sind die Felswände ausgebildet. Ihre grossartigste Entwicklung zeigen sie jedoch in den Andreasfelsen bei Stockmannshof ebenso bei Kokenhusen. Streckenweise erhebt sich doch die Kalkstein-

Oberfläche so wenig über den Fluss, dass der Cañoncharakter ganz verloren geht. Z. B. zwischen Jungfernhof und Ringmündshof zeigt sich der Kalkstein als eine ganz niedrige Stufe am Fusse der Geschiebemergelgehänge.

Von Kurtenhof bis zur Mündung durchfließt die Düna nur niedriges sandiges Land, worauf wir später zurückkommen werden. (siehe unter „Rigasche Niederung“).

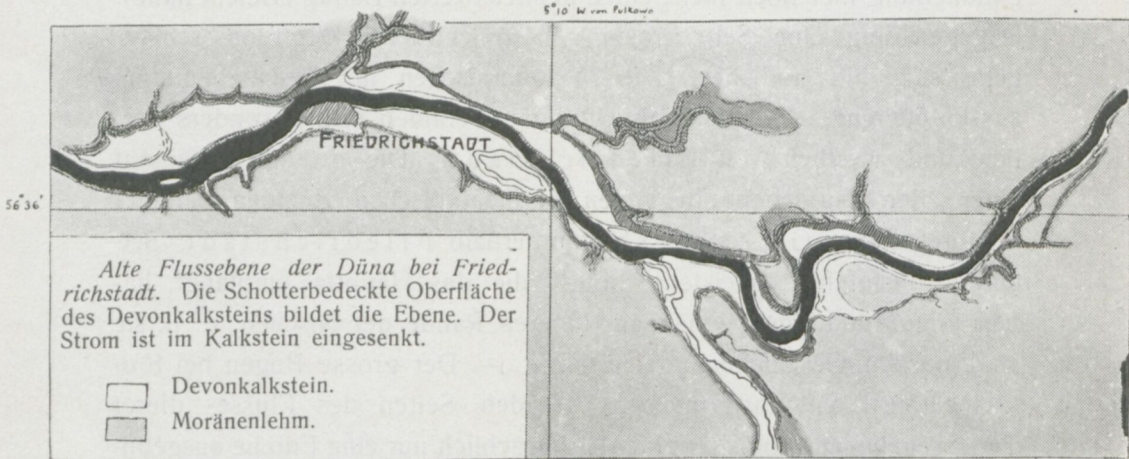


Fig. 22. Masstab = 1 : 168,000.

Was die Bodenarten des Dünatales und dessen Seiten sowie die übrigen quartärgeologischen Bildungen dieser Gegend überhaupt betrifft, sollen hier einige Beobachtungen mitgeteilt werden. Die Verhältnisse bei Dünaburg haben wir schon kurz berührt, wobei hervorgehoben wurde, dass ziemlich mächtige Sandmassen, die vom jetzigen Fluss jedoch teilweise fortgeschwemmt sind, in einem breiten alten Durchbruchtal durch „Endmoränenland“ auftreten. Die Endmoränenbildungen sind aus rotem steinarmem Geschiebemergel aufgebaut. Während einer Exkursion von Kalkuhnen halbwegs bis Illukst beobachtete ich nur diese Bodenart in den Hügeln. Die Senken sind dort von sumpfigem Wiesenland eingenommen. Der flache Sandboden von Dünaburg bis Jakobstadt ist nicht mager wie der der Heidelandschaften, sondern von Wiesenlandwäldern,

und besonders näher an Dünaburg von Siedelungen eingenommen. Der Höhenzug von Stockmannshof besteht aus Geschiebemergel und ist gut bebaut. Im Norden der Düna beobachtete ich in den Hügeldurchschnitten der schmalspurigen Bahn entlang bis Sesswegen am meisten braunen Sand mit viel Steinen versetzt. Die Niederungen sind hier gewöhnlich von Heidesand eingenommen.

Bei Römershof ist der Geschiebemergel augenscheinlich von sehr grosser Mächtigkeit. Er ist rotbrauner steinarmen Mergelsand. In den tiefen Bachravin, die bis zum Dünatal herabführen, sieht man nur diesen Mergelsand, ebenso Friedrichstadt gegenüber, wo ein hohes Erosionsufer auftritt. Oben am Rande des Talgehänges beobachtete ich jedoch in einer Kiesgrube Sand mit Rollsteinen wechsellagernd, wahrscheinlich eine oberflächliche Auswaschung des Geschiebemergels. Auf der Talterrasse, die von der Oberfläche des Devonkalksteins gebildet wird, beobachtete ich an vielen Stellen während einer Fahrt von Friedrichstadt bis Ringmundshof dem Fluss entlang eine oft ziemlich mächtige Schicht von braunem Sand mit Rollsteinergus eingeschichtet. Hier liegen offenbar alte Flusssedimente, d. h. ausgewachsener und umgelagerter Geschiebemergel vor. Diese von Sand und Grand überdeckte Terrasse ist nicht kultiviert, nur der unveränderte Geschiebemergel oben an den Talseiten. Ziemlich nahe am Fluss unterhalb Ringmundshof erstreckt sich in SE—NW-licher Richtung ein Höhenrücken von augenscheinlich glazifluvialer Herkunft.¹⁾ Seine Kernpartei im S gelegen zeigt buckelige Oberflächenformen und gleicht am meisten eine Kameslandschaft. Das Material scheint aus braunem Sand zu bestehen. NW-wärts aber erstrecken sich von der Kernpartei zwei schmale Åsrücken, ein längerer und ein kürzerer aus. Sie sind wohl als „feeding Eskers“ des Hauptteiles zu deuten. Der Boden der Umgegend ist hier besonders nach NE ziemlich sandig und unfruchtbar. Auf der gegenüberliegenden Seite der Düna breiten sich Heidegelände meilenweit aus. Dünen sind hier allgemein vorhanden. Bei Oger erstreckt sich der Oger-

¹⁾ Früher von B. Doss (1895) beschrieben.

kanger, ein ähnlicher glazifluvialer Hügelzug wie bei Rigmundshof, und ist von Doss (1895) näher untersucht worden. Doss sieht den Anfang des Ogerkangers im SE in dem oben geschilderten Hügel näher an Ringmundshof (Mugurkalns), der orographisch jedoch selbständig im Verhältnis zum Ogerkanger hervortritt. Nur ganz niedrige Åsrücken verbinden die zwei Höhen mit einander. Der Ogerkanger ist eine in NW—SE gestreckte Ackumulationsmasse, der auf der horizontalen Oberfläche des Devonkalksteins ruht. Die Unterlage kommt in der tiefen Durchbruchravine des Ogerflusses zum Vorschein. Die Oberflächengestaltung des ganzen Kangers ist ziemlich verwickelt. Die Hauptpartei ist ein mit zahlreichen steilen Buckeln versehener „Berg“-komplex, dessen Glieder, trotz der fast regellosen Gruppierung, jedoch einen NW—SE:liche Hauptrichtung bewahren. Die Hügel reichen bis 40 m über das umgebende flache Land. NW vom Hauptteil (Ogerberge-Ogerpark) erstrecken sich mehrere schmalere Åsrücken, die nach Doss' (1895) Kartierung eine ziemlich verwickelte Anordnung zeigen. Sie könnten vielleicht als „feeding Eskers“ zur Hauptmasse des Kangers gedeutet werden. Das Material scheint in dem Hügel nach mehreren Aufschlüssen zu urteilen, teils aus Geschiebemergel teils aus geschichtetem Sande und Grande zu bestehen. So befindet sich ganz im südlichsten Ende des Hügels eine grosse Kiesgrube, wo nur grober Sand, sehr kalkreich (und daher von graubrauner Farbe) vorkommt. Schichtung des Sandes ist sehr hervortretend. Rollsteine kommen spärlich vor. An der Datschenstrasse auf der Westseite des Hügels sind aber grosse Aufschlüsse, die nur roten Geschiebemergel zum Vorschein bringen. NW von dem Kangerhügel erstrecken sich wie gesagt Åsrücken und weiter nach NW kamesartige Hügelreihen bis halbwegs zwischen Üxkull und Kurtenhof, wo ebenso niedriges Land entgegenkommt. Überall in den Hügeln sieht man nur roten Lehmsand. Steine und Blöcke sind sehr spärlich vorhanden, ausgenommen in der Nähe von Kurtenhof. Auf der gegenüberliegenden Seite der Düna gleich oberhalb der Stromverzweigung bei Dahleholm ist gleichfalls hügeliges Moränenland, und hohe, nackte Strandprofile im Geschiebelehm treten auf. Weiter

abwärts ist das Strombett sehr niedrig und ebenso auch die Insel Dahlenholm (siehe näheres unter „Rigasche Niederung“). Bei Kurtenhof, W von den Moränenhügeln setzt feinsandiger Boden mit mehreren alten Dünen ein. Dann kommt gegen Riga zu eine schwächere Terrainstufe, worauf nur sumpfiges niedriges Land die Herrschaft gewinnt (siehe „Rigasche Niederung“). Ich bin geneigt an die Kurtenhofsche Landstufe die marine Grenze zu verlegen. Die Höhe der Flusslinie ü. d. M. beträgt c. 13 m.

Weiter nördlich von dem eben geschilderten Ogerkanger verläuft ein anderer gleichartiger aber grösser, ebenfalls von Doss (1895) beschriebener Kanger, der Gross-Kanger genannt wird. Seine Streichrichtung ist ESE—WNW. Seine Länge ist 28 km und er weist im Einzelnen kleinere flussähnliche Windungen auf. Auf der Mittelstrecke durchquert der Höhenzug ausgedehnte Moräste. Seine Höhe wechselt sehr. Das Maximum wird im Westen mit 27 m über der umgebenden Ebene erreicht. Je höher der Wall ist, desto steiler sind die Gehänge (20° — 35°). Schotter, Kies, Grand und Sand bilden die Hauptbestandteile des Materials. Diskordante Parallelstruktur in sehr prägnanter Weise ist von Doss beobachtet worden. Die grösseren Schichten liegen meistens horizontal.

Im Süden der Station Hintzenberg (an der Petersburger Bahn) und beinahe gerade östlich von Riga erstreckt sich in der Richtung ESE—WNW ein Åsrücken von 4 km Länge, genannt „Der kleine Kanger“. Er ist von Doss (1895) näher untersucht worden. Mitten durch Moorland laufend stellt er einen schmalen bis 20 m hohen und mit 25° — 30° steilen Böschungen versehenen Rücken dar, der aus Sand, Kies und Schotter aufgebaut ist. Vom Osten her empfängt der Ås einen Nebenzweig, den Lakanger und mit ihm erreicht er eine Länge von 7 km. Der Lauf des Rückens ist im Einzelnen flussartig gewunden.

Wie Doss (1895) hervorhebt, sind alle die oben geschilderten Åszüge: Ogerkanger, Grosskanger und Kleinkanger als geologisch ekvivalente Bildungen aufzufassen.

Die Rigasche Niederung und das mittlere Kurland.

Unter dieser Rubrik fasse ich das flache Land südlich des Rigaschen Meerbusens, im W und E durch Schwellen begrenzt. Südwärts kenne ich durch Autopsie die Verhältnisse bis zur Gegend von Bauske. In unlängst verflossener Zeit hat B. Doss (1910) nähere Untersuchungen etwas südlich von der kurischen Grenze betrieben, und mögen seine Resultate an dieser Stelle auch behandelt werden, besonders weil die glazialgeologischen Verhältnisse im angrenzenden Teil von Litthauen aufs engste mit denen der Niederung im Norden zusammenhängen.

Die Rigasche Niederung, oder, wie sie auch genannt wird, die Riga-Mitausche Tiefebene, bildet orographisch die übermeerische Fortsetzung des flachen Rigaschen Meerbusens. Früher ist sie auch in der Tat zum grösseten Teil Meeresboden gewesen.

Die Küstenstrecke dieser Niederung ist ganz offen und niedrig. Ein hoher Dünenwall begleitet jedoch den Strand auf beinahe seiner ganzen Strecke. Nur an der Dünamünde fehlt der Strandwall. Dieser Wall hat verursacht, dass *die Kurische Aa*, die bei Schlock die Küste erreicht, hier gezwungen wird, eine scharfe Biegung nach E zu machen und auf der Innenseite des Dünenwalls, der Küste entlang zu fliessen. Früher hatte die Aa ihre Mündung bei Dünamünde selbst, später aber wurde bei Bullen, wahrscheinlich infolge von Seitenerosion eines Mäanderbogens, eine Öffnung im Küstenwall gemacht. Die Strecke zwischen Bullen und Dünamünde ist jetzt eine „tote“ Wasserstrasse, die Bolderaa genannt wird. Bei Dubbeln-Majorenhof macht die Aa einen scharfen Mäanderbogen seewärts, so dass zur Zeit nur eine ganz schmale Landbrücke — der Dünenwall selbst — den Fluss vom Meer sperrt. Es ist offenbar nur eine Zeitfrage, wann dieser Riegel von der Aa durchbrochen, und sonach eine noch westlichere Mündung geschaffen wird.

Das Land hinter dem Küstenwall besteht überall aus Sand. Überall sieht man parallel geschaarte niedrige Strandwälle aus Sand, der Richtung des Küstenwalls folgend. Auf der Südseite der Aa zieht sich vom Flecken Bolderaa bis zur Nähe von Schlock eine fast

ununterbrochene Dünenkette, die offenbar ein alter Strandwall ist. Die Aa mäandert eben zwischen diesem Wall und dem Küstenwall. Die Höhe des inneren Walls ü. d. M. beträgt nur einige Meter. Bei Schlock an einem grossen Mäanderbogen, der das obengenannte Knie der Aa bildet, befindet sich eine hohe, hufeisenförmige Düne. Diese zeigt, wie Doss ¹⁾ hervorgehoben hat, zur Zeit ein gegen die übrigen Dünen der Gegend abweichendes Verhältnis, indem sie von SW gegen NE wandert, während die Dünen der Küste landeinwärts getrieben werden. Diese Richtungsumkehr der Schlock-Düne beruht nach Doss auf Entwaldung in der südlichen Umgebung.

Der Babitsee, der sich südlich von der Aa zwischen Schlock und Majorenhof erstreckt, ist wohl als ein durch Entstehung langer Dünenzüge gebildetes flaches Becken anzusehen. Es läuft nämlich nicht bloss nördlich des Babitsees, sondern auch südlich desselben eine Dünenkette, die viel stattlicher ausgebildet ist als die nördliche. Jene erstreckt sich vom rechten Strande der Kurischen Aa oder von der Nähe des Dorfes Ogle ziemlich gerade, seewärts leicht konkav gestellt, nach ENE hin allmählich gegen die Küstenlinie in dieser Richtung konvergierend. Der Wall endet im Mitauschen Stadtteil in Riga, wobei er sich scharf nach SE dreht und gleichzeitig an Breite zunimmt. Auf der gegenüberliegenden (rechten) Seite der Düna sieht man noch Dünen von ziemlich ungleichmässiger Verteilung, die möglicherweise mit dem erwähnten Dünenwall gleichzeitige Bildungen sein können.

Der Dünenwall weist im Einzelnen einige Unregelmässigkeiten auf. So biegt er sich hakenförmig in seinen beiden Enden gegen Süden ab. Diese Abbiegungen hängen wohl damit zusammen, dass die Flüsse Kurische Aa und Düna einst, als der Wall der Strandcontour folgte, ihre Mündungen an diesen Enden hatten. An einigen Stellen weist der Wall Lücken auf, so bei Zehnenhof, Wajad-sib und Beberbeck. Diese Durchbrüche sind durch Erosion ver-

¹⁾ B. Doss, Über die Richtungsumkehr einer Dünenwanderung bei Schlock in Livland. Korr. Bl. d. Naturforscher-Vereins zu Riga. XLII. 1899.

anlasst. In den sumpfigen Niederungen im Süden des Walls sind einst Seen gleich wie der Babitsee gewesen, und diese hatten ihren Auslauf durch den Wall. Die Durchbrüche haben einen rinnenförmigen Charakter, sind aber jetzt ganz trocken.

An der Station *Pope* ein wenig *W* von *Riga* ist der Wall wohl am Besten ausgebildet. An der Nordseite wird er sehr scharf gegen die vorliegende flache Sandniederung durch einen c. 5 m hohen Abfall abgegrenzt. Hinter diesen sieht man ein sehr unruhiges Terrain, das von unzähligen kleineren Dünenbuckeln zusammengesetzt ist. Auf der Südseite des Walls dehnt sich wieder ebener Boden aus. Die Dünenhügeln besitzen nicht eine ausgesprochene Luw- und Leeseite. Das Material scheint in allen tiefen Wegdurchschnitten sehr feiner Flugsand zu sein. Molluskenschalen wurden nicht beobachtet.

Die Höhe des Wallfusses ü. d. M. scheint ziemlich gering zu sein. Die Landfläche in der Gegend von *Pope* an jeder Seite des Walls liegt c. 10,5 m ü. d. M., weiter westwärts senkt sich aber die Unterlage etwas, so dass der Boden in der Gegend von *Zehnenhof* nur 8,5 m liegt, näher am Westende des Walls jedoch nur kaum 5 m. Weil der Wall offenbar eine und dieselbe ehemalige Küstenlinie markiert, muss man annehmen, dass die Landhebung im *E* einen etwas grösseren Betrag als im *W* erreicht hat. Der Wall selbst erhebt sich recht bedeutend über die Umgebung. Am Westende ist er wohl am höchsten. Ein Dünenhügel hier erreicht 27,2 m ü. d. M. Sonst findet man Höhen von c. 20—17 m und darunter.

Über das wahrscheinliche Alter des Dünenwalls wird an einer anderen Stelle näher verhandelt.

Folgende Beobachtungen der stratigraphischen Verhältnisse dieser Gegend liegen vor.

Am rechten Aaufer, wo höhere blossgelegte Profile auftreten, hat *Doss* (1898) stratigraphische Studien gemacht. Ein Lokal gegenüber *Majorenhof* zeigt folgendes Profil:

a) Äolischer Sand	c. 200 cm	
b) Sand	30 "	
c) Seesand	33 "	} Litorina- absätze.
d) Cardiumbank	10 "	
e) Seesand	12 "	
f) Torfschiefer	1—1,5 "	
g) Seesand	133 "	
	Wasserspiegel.	

d) enthält Schalen von *Cardium edule* L. und *Tellina baltica* L. Der vorige wiegt jedoch ganz ungemein vor. Gehäuse von *Limnaea truncatula* Müll. und *Bythinia tentaculata* L. wurden auch angetroffen. Das Material des Torfschiefers (f) ist in sekundärer Lage, und zeigt eine reichliche Beimengung von Sand und Staub. Die organischen Substanzen zeigen sich als hauptsächlich aus Erlenbruch bestehend, das von Uferwaldungen in eine seichte Lagunenbildung angeschwemmt worden ist.

Gegenüber Bullen beim Wahrn-Krug hat Doss (1898) ein anderes Profil abgemessen:

a) Dünensand	12 m
b) Strandsand	5 "
e) Seesand	5 cm
d) Seesand mit Cardiumbank	35 "
e) Seesand mit pflanzlichem Detritus	43 "
f) Seesand, mit Muscheln	105 "

Die Muscheln, die in diesem Profil vorkommen, gehören ganz vorwiegend *Cardium edule* und nur untergeordnet *Tellina baltica* an. Ausser diesen hat Doss auch *Mytilus edulis* L. sowie *Unio pictorum* L. und *Anodonta mutabilis* Cless. aufgelesen. In den oberen Niveaus der fossilführenden Schichten beobachtete Doss schmitzenförmige Einlagerungen von pflanzlichem Detritus.

Das rechte Ufer der unteren Kurischen Aa ist von GOTTFRIEDT ¹⁾ näher untersucht. Nach ihm zeigen sich vom Ausfluss des Baitsees in die Kurischen Aa bis Bullen schöne Profile, mit Muschellagern von *Cardium edule* und *Tellina baltica* 6—7 Fuss hoch liegend, sowie Schichten von brauner Erde, die durch Verwesung von Tang entstanden sein mögen. GOTTFRIEDT nimmt an, dass das Meer früher um mindestens 7 Fuss höher gestanden hat. Bei den Bohrungen im Flussbett der Aa behufs Fundamentierung einer Eisenbahnbrücke) ist man nach GOTTFRIEDT in einer Tiefe von 20 Fuss unter der Aaspiegel auf eine 3 Zoll dicke Torfschicht gestossen. GOTTFRIEDT hält diesen Torf für eine terrigene Bildung. Hier muss also mindestens eine Senkung von über 23 Fuss stattgefunden haben.

Über die geologischen Verhältnissen des Untergrundes von Riga und seiner nächsten Umgebung sind wir durch Doss (1903) näher unterrichtet. Der Stadtgrund besteht aus Alluvionen der Düna, meistens Quarzgrand. Einlagerungen von Grand und Ton kommen im Sande auch vor. Von sehr verschiedener Mächtigkeit treten die Tone in verschiedenen Horizonten auf. In flachen Senken des Alluvialbodens kommen Torflager vor. Die Grenze zwischen den Alluvialsedimenten einerseits und den unterliegenden Meeresablagerungen andererseits ist noch nicht näher festgestellt worden. Weiter seitwärts von den rezenten Schwemmbildungen der Düna treten ähnliche Bildungen auf, eine coupierte Topographie bedingend.

In der Ecke Elisabethstrasse-Suworowstrasse beobachtete ich in einer c. 5 m tiefen Grube (behufs Fundamentierung eines Hauses) grauen sandigen Ton. Eine mitgenommene Probe wurde von Dr H. LINDBERG untersucht, der keine organische Resten mit Ausnahme einiger *Spongilla*-Nadeln angetroffen hat. Dieser Fund weist jedoch darauf hin, dass der Ton ein Süßwasserabsatz ist.

Die in zahlreichen Tiefbohrungen ²⁾ nachgewiesenen diluvialen Ab-

¹⁾ M. GOTTFRIEDT, Corr.-blatt des Naturforscher-Vereins zu Riga. XXII N:o 6. Sitzungsberichte. Seite 91. 1877.

²⁾ Siehe S. NIKITIN, Bibliographie des puits et des sondages artésiennes en Russie. Oeuvre posthume rédigé par A. Krasnopolsky. Bull. Com. Géol. de St. Pétersbourg 1911. Tome XXIX. Pag. 59.

lagerungen bestehen aus Geschiebemergel, meist rötlich gefärbt. An mehreren Lokalitäten innerhalb der Stadt sind *zwei* Geschiebemergelbetten, durch Sandlager getrennt, erbohrt worden. Die Mittelmächtigkeit des Quartärs im Stadtrayon wird von Doss auf c. 20 m geschätzt (8,5—36 m).

Wenn man mit der Petersburger Bahn von Riga aus fährt, passiert man bis zur Nähe von Segewold, wo diese grosse Niederung ihre östliche Begrenzung findet, nur durch dürre Heidegelände. Diese besitzen auf der genannten Strecke nicht ganz flache Oberflächenformen, sondern alte Dünenzüge treten sehr zahlreich auf. Die meisten, die von der Bahn durchquert werden, laufen c. N—S. Einige zeigen in den Bahndurchschnitten eine Höhe von ein zehntel Meter. Gleich im W von der Station Hintzenberg zieht sich einer der grössten Dünenwälle in der angegebenen Richtung hin. Der Sandboden ist immer von Flugsandfeinheit und kräftig podsoliert, wobei die Bleicherde in den Schnitten besonders deutlich mit einer Mächtigkeit von c. einem Fuss hervortritt. Weil keine topographische Spezialkarte dieser Gegend zugänglich war, bekam ich keine klare Vorstellung über die Rolle der Dünenzüge in der Topographie und konnte nicht konstatieren, ob sie längere Strecken verfolgt werden könnten. Es scheint wohl nicht gewagt zu sein, diese Wälle als Strandbildungen des ehemaligen Mitau-Eissees anzusehen. Der Heidesandboden kann ungefähr bis Kronenberg nahe an Segewold verfolgt werden. Hier weist das Heidefeld eine bemerkenswerte Grenze auf. Mit einer ausgeprägten Landstufe tritt höherer Moränenboden entgegen. Die Höhe der Kante der Stufe ü. d. M. beträgt c. 60 m. Hier befindet sich wahrscheinlich die westliche Grenze des Mitauschen Stausees. Mit dem Passieren dieser Stufe hat man das öde Land, das dicht bis Riga reicht, verlassen, und ein coupirtes, von Erosionstälern zerschnittenes Moränenterrain mit Siedelungen, Äckern und Wiesen tritt einem entgegen. Der Moränenboden ist braunrot und ziemlich steinarm.

Die Landstrecke zwischen Riga und Kurtenhof ist sehr niedrig und sumpfig. Meilenweit schwebt der Blick nach Osten über

eine waldlose Ebene hin. Der Boden scheint, wenigstens an der Oberfläche, feiner Sand zu sein, weil alte Dünen hie und da emporragen.

Fährt man von Riga nach Mitau, sieht man an der Oberfläche auf der ganzen Strecke nur Sand, teils feinen Flugsand, teils etwas gröberen, aber immer kiesigen. Weil die Gegend sehr flach ist, nehmen Torfmoore grosse Flächen ein. Der Torf ist stellenweise sehr mächtig, wie z. B. 8 Werst von Riga nach SW, wo ein Abbau sich befindet. Hier beobachtet man, wie in einer senkrechten c. 3 m hohen Wand eine grosse Anzahl von Stümpfen hervortreten. Diese befinden sich nicht alle auf demselben Niveau. Die Stümpfe sind wurzelfest und verschmälern sich nach oben in einer Spitze. Etwaige „Austrocknungshorizonte“ (SERNANDER) kommen hier sonach nicht vor. Die meisten Stümpfe treten im unteren Teil des Profils verteilt auf. Nach einer Angabe meines Begleiters Phil. Stud. OLIVECRONA besteht die untere Masse des Torfes aus *Phragmites*-resten ¹⁾, während nach oben *Sphagna* die Herrschaft gewinnen. Der Torf wird von Sand unterlagert. Der Abbau ist nahe am Nordrande eines grossen Hochmoors angelegt. Näher an Olai sieht man in den Entwässerungskanälen den Sand oft von einer dünnen Torfschicht überlagert, sonst ist er kräftig podsoliert. Nahe am Olai krug treten Felder feinen Flugsandes auf, die stellenweise von Bacherosion zerschnitten sind. In dieser Gegend wurde vor mehreren Jahren ein Fund einer Geweihstange mit Schädel vom Rentier bei der Anlegung eines Entwässerungskanals gemacht. Nach SCHWEDER (1906), der den Fund näher beschrieben hat, zeigte der Entwässerungskanal folgendes Profil: zu oberst kommen alluviale Sande und Kiese, darunter eine mit Torf erfüllte Mulde. Gleich unter dem Torf folgte eine Mergelschicht und in 3 m Tiefe auf „Diluvialschotter“ ruhend wurden die Fossilien angetroffen. Über dem Mergel, also über dem Geweih befand sich aber zunächst noch eine Schwemmschicht mit zerstörten Pflanzenresten, in denen KUPFFER deutliche Reste von Glazialpflanzen, wie *Betula nana*, *Dryas octopetala*, nachgewiesen hat.

¹⁾ Nach DR H. LINDBERG kommt in diesem Torf auch *Eriophorum* vor.

Die Gegend von Mitau bietet in stratigraphischer Hinsicht viel interessantes, weil hier eine stattliche Anzahl von grossen Ziegeleien mit ihren Abbaugruben über eine meilenweite Fläche verteilt, vorzügliche Aufschlüsse des Bodens darbieten. Der Gegenstand der Ziegelfabrikation ist ein chokoladenfarbiger Bänder-ton, der den nächsten Untergrund der Mitauschen Niederung ausmacht. Er ruht seinerseits auf Moräne Gemäss der Beobachtungen v. TOLLS (1898). Die Oberflächenbildung ist hier überall feiner Alluvialsand, meistens mit Stromschichtung, und besitzt besonders näher an den Flussläufen eine ziemlich grosse Mächtigkeit.

Folgende Beobachtungen über die Lagenfolge in der Mitauschen Niederung liegen vor:

Eisupp. An der Chaussée, 6 Werst von Mitau nach Riga zu liegt die Ziegelei Eisupp mit einer grossen Abbaugrube. Im Sommer 1911 beobachtete ich hier mehrere Profile. Ein Profil zeigte zu oberst unter der Humusdecke Bleicherde, darauf Ortsand und weiter unveränderter Alluvialsand. Dieser ging ohne Grenze in einen grauen sandigen Ton herüber. Der Ton war ungefähr 1 m mächtig und wurde nach unten von einer c. 1 dm dicken Schicht aschgrauen Sandes abgegrenzt, die die Grundwasserschicht repräsentiert. Nach unten folgte dann weiter chokoladenfarbiger, schön gebänderter Glazialton bis zu nicht bekannter Mächtigkeit. Die Sommerschichten in den Bändern sind nicht braun sondern grau und zeigen nach oben eine scharfe Grenze, nach unten aber einen allmählichen Übergang in die fettere braune Winterschicht. Ein anderes Profil zeigte die folgende Zusammensetzung (siehe das Profil I, Seite 129): zu oberst 20 cm Alluvialsand, darunter c. 40 m graubraunen Ton, die auf einer Torfschicht ruhte. Dr. H. LINDBERG hat während einer freundlichst vorgenommenen Untersuchung die folgenden Arten im Torf gefunden:

Picea-Nadeln (viel), 2 Samen
Alnus glutinosa viel Zapfenspin-
 deln. 1 Frucht.

Nymphaea sp. 2 Früchte.

Keine Diatomacéen und keine
 Pollen wurden angetroffen.

Der Torf war offenbar in sekundärer Lage, weil er sich sehr sandgemengt zeigte (Schwemmtorf).

Hierauf folgte grauer Ton 1 m mächtig. Er wurde nach unten von einer 25 cm dicken Sandschicht vom Bänderton abgegrenzt (vergl. das vorige Profil). Wieder ein anderes Profil zeigte zu oberst feinen schräg-geschichteten Sand, der auf einer c. 50 m dicken grauschwarzen stark vermodeten Torfschicht ruhte. Diese letztere wurde von einer Schicht riechenden Gytija unterlagert. Weiter nach unten folgte graubrauner sandiger Ton, der in seinen tieferen Teilen plastisch war. Er wurde gleich wie in den vorigen Profilen von einer schmalen Sandschicht von grauer Farbe vom liegenden Bänderton abgeschieden. Noch ein anderes Profil zeigte ungefähr diese Zusammensetzung mit der Ausnahme, dass die Torfschicht nicht das Hangende sondern das Liegende des grauen Tones ausmachte. Der Torf keilte nach einer Richtung ganz aus. Er lag unmittelbar auf der schmalen grauen Sandschicht, die gleich auf dem Bänderton folgte (siehe das Profil II, Seite 129). Der Torf ist gefälligst von Dr. H. LINDBERG untersucht worden. Folgende Arten wurden von ihm angetroffen:

Potamogeton cfr. *natans* 1 Nuss.

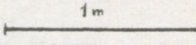
Scirpus lacustris, 1 Nuss.

Phragmites, 1 Diaphragma.

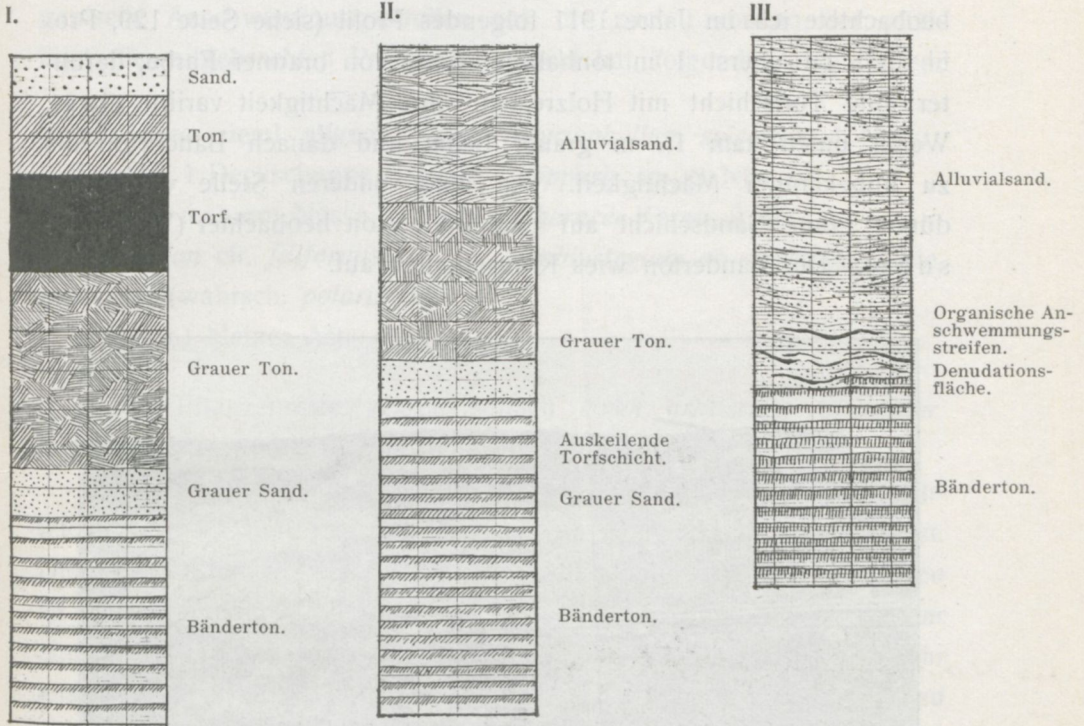
Dennoch wurden Holzresten aber nicht Pollen oder Diatomacéen gefunden. Die Probe war sehr sandgemengt (Schwemmtorf).

Im Sommer 1912 besuchte ich wieder die Abbaugrube bei Eissupp, konnte aber nicht die obengeschilderte Lagenfolge beobachten. Statt deren zeigte sich, dass der Bänderton unmittelbar von Alluvialsand überlagert war. Die Grenze zwischen diesen Bodenarten war aber keine Lagerungsfläche, sondern offenbar eine *Denudationsfläche* weil der Ton stellenweise ausgekolkt war und der schräggeschichtete Sand mit organischen Anschwemmungstreifen die Einsenkungen ausfüllte (siehe das Profil III, Seite 129). An einer Stelle hatte die Denudation sich nicht so tief erstreckt, so dass die graue Sandschicht über den Bänderton, ebenso wie der nach oben folgende graue Ton zurückgeblieben waren.

Profile aus der Mitauschen Niederung.

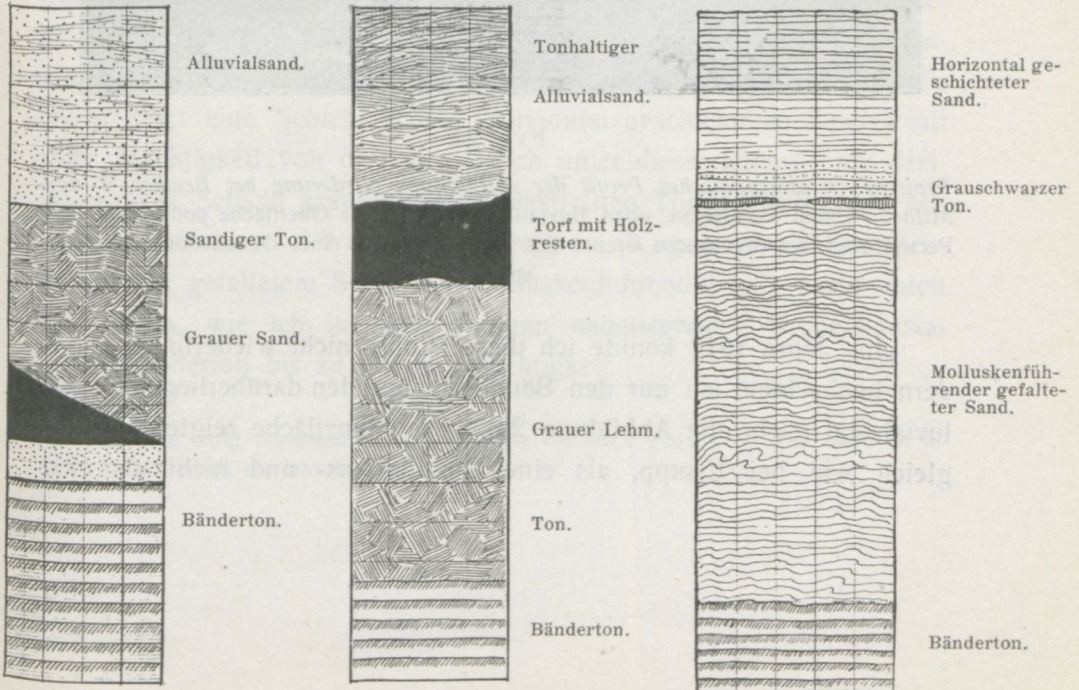
Masstab:  1^m

Ziegelei Eisupp.



Ziegelei Bember.

II.



Ziegelei 8 Werst SE von Mitau.

Bember. In der Abbaugrube einer Ziegelei mit diesem Namen beobachtete ich im Jahre 1911 folgendes Profil (siehe Seite 129, Profil II.): Zu oberst 1 m tonhaltiger Sand von brauner Farbe, darunter eine Torfschicht mit Holzresten. Ihre Mächtigkeit variierte etwas. Weiter unten kam 1,5 m grauer Lehm und danach Bänderton bis zu unbekannter Mächtigkeit. An einer anderen Stelle wurde die dünne graue Sandschicht auf dem Bänderton beobachtet (Vergl. Eissupp). Der Bänderton wies Kräuselungen auf.

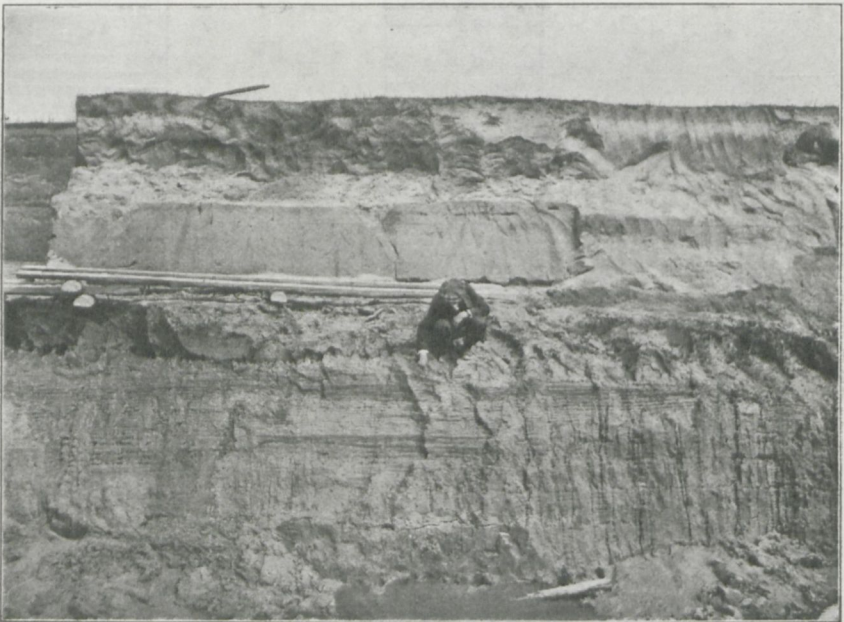


Fig. 23.

Typisches stratigraphisches Profil der Mitauschen Niederung bei Bember, W von Mitau. Unten Bänderton, oben fluviatiler Sand, an der Oberfläche podsoliert. Die Person sitzt auf der oberen Grenze des Bändertons, die einer Denudationsfläche entspricht.

Im Jahre 1912 konnte ich diese Profile nicht wiederfinden, sondern beobachtete ich nur den Bänderton und den darüberliegenden Alluvialsand (siehe die Abbildung 23). Die Grenzfläche zeigte sich hier, gleich wie bei Eissupp, als eine Denudations- und nicht als eine

Lagerungsfläche. Hier traten im unteren Teil des Sandes wieder organische Anschwemmungstreifen auf, die nach LINDBERG, der gefälligst die mitgebrachten Proben untersucht hat, folgende Arten führen:

<i>Betula nana</i> , zieml. allgem.	<i>Myriophyllum spicatum</i> , 1 Nuss.
Früchte, 1 Deckschuppe, 1 Blatt.	<i>Hippuris</i> sp., 2 Nüsse.
<i>Carex</i> sp., mehrere Nüsse.	<i>Characée</i> -Kerne, 2 St.
<i>Potamogeton</i> cfr. <i>filiformis</i>	<i>Amblystegium</i> sp., Blattfragmente.
<i>Salix</i> sp. (wahrsch. <i>polaris</i> od. <i>herbacea</i> .) kleiner Ast.	

Die Pflanzenreste zeigen sonach *einen arktischen Charakter*. Die Denudation fand also in der früh-postglazialen Zeit statt.

An der Ziegelei gleich im Osten vom Bahnhof Mitau beobachtete ich den Bänderton, der hier nur von Alluvialsand überlagert ist. Der Sand besitzt hier eine Mächtigkeit von c. 1 m. Weiter nach Osten ist an einer anderen Ziegelei eine grosse Abbaugrube. Zu oberst war eine 2,5 m mächtige Schicht Alluvialsand mit Diagonalschichtung sehr ausgeprägt. Unten folgte dann chokoladenfarbiger Bänderton bis zu einer Tiefe von mindestens 4 m. (Die untere Grenze des Tons war noch nicht erreicht.)

8 Werst SE von Mitau liegt eine Ziegelei mit einer grossen Abbaugrube, die bei meinem Besuch jedoch grösstenteils mit Wasser gefüllt war. Der zugängliche Teil des Profils zeigte die folgende Zusammensetzung (siehe die zugehörige Profilzeichnung Seite 129). Zu oberst liegt eine Schicht lichten, horizontal geschichteten Sandes mit einer Mächtigkeit von c. 1 m. Gleich unter dieser kommt eine dezimeter-dicke Schicht grauschwarzen plastischen Tones. Dieser ruht seinerseits auf einem c. 2 m dicken Lager von aschgrauem wohlgeschichtetem aber gefaltetem Sand, der molluskenführend¹⁾ ist. Nach unten folgt dann, wie ich in einer anderen naheliegenden Grube konstatierte, Bänderton bis zu grosser Mächtigkeit.

¹⁾ Eine mitgenommene Probe ist leider verloren gegangen. Der Sand ist jedoch unzweifelhaft als lakustrin anzusehen.

Den Bänderton, von Sand überdeckt, beobachtete ich 11 Werst im Süden von Mitau, und hier liegt er ziemlich nahe an der Oberfläche. In einem Entwässerungskanal 18 Werst S von Mitau kam dieser Ton noch zum Vorschein, von einer dünneren Sandschicht überlagert.

Nach v. TOLL (1901) ist die regionale Verbreitung des Bändertons im Mitauer Becken die folgende: Etwa 14 Werst N von Mitau, bei Walgund beginnend erstreckt er sich ebenso weit nach Süden bis zum Gute Garrosen an der Aa. Westlich hat v. TOLL den Ton bis Brandenburg an der Schwedt (6 Werst von Mitau) verfolgt, östlich reicht der Ton wohl über Ekau hinaus. Nach einer neueren Kartenskizze von Doss (1910) hat der Ton jedoch eine weitere Verbreitung.

Die Entstehung der Lagerfolge im Mitauer Becken wäre nach meiner Auffassung folgenderweise zu deuten: Der Bänderton ist, obwohl er wahrscheinlich ganz unter der baltischen Eisseegrenze liegt, ¹⁾ als ein *lokaler Stauseeabsatz* (des Mitauschen Eissees) zu deuten. Denn als dieser Stausee existierte, war der Eisrand noch ziemlich nahe (ungefähr über Tuckum—Riga); während aber die baltische Eissees in den Rigaschen Busen hineingedrungen war (und der Mitauer Stausee ausgezapft war), lag der Eisrand allzu entfernt, als dass die Schmelzwasserströme Bänderton so weit im Süden wie in der Mitauergegend hätten sedimentieren können. GREWINGK ²⁾ hat das Vorkommen von *Silurus glanis* im Mitauschen Bänderton erwähnt, und v. TOLL (1901) sieht in diesem Fund den Beweis dafür, dass der Ton im Süßwasser abgesetzt worden ist. Dieses scheint ohne Zweifel der Fall gewesen zu sein, denn das Baltische Meer war zu dieser Zeit ja gemäss der MUNTHE'schen Theorie ³⁾ selbst ein grosser Stausee.

Die dünne Schicht grauen Sandes, die gleich über den Bänder-

¹⁾ Die Gegend von Mitau liegt nur c. 5 m ü. d. M. Die baltische Eisseegrenze liegt hier c. 10 m.

²⁾ C. GREWINGK, Der Bohrbrunnen am Bahnhof Riga. Korr. bl. der Naturforscher. Ver. zu Riga. XXVI. 1883, p. 30.

³⁾ H. MUNTHE, Beskr. till geol. kartbladet Kalmar. Sveriges Geol. Undersökn. Ser. Ac, N:o 6. 1902.

ton folgt, entspricht meiner Auffassung nach der Abzapfungsphase des Mitauschen Stausees. Der Bänderton zeigt eine gleich dicke Bänderung durch seine ganze Mächtigkeit hindurch, was auf ziemlich unveränderte Sedimentationsverhältnisse deutet. Die graue Sandschicht wäre also eine Grundwasserbildung des baltischen Eissees dieser Gegend. Mit dem allmählichen Zurückgang des Strandes setzte eine fluviatile Ablagerung ein, wodurch der ziemlich mächtige Alluvialsand entstand. Dass diese Ackumulation schon in der frühesten postglazialen Zeit stattfand, beweisen sowohl die oben geschilderten arktischen Pflanzenreste-führenden organischen Anschwemmungstreifen im unteren Teil des Sandes als das unten näher beschriebene Vorkommen dergleichen Pflanzenreste bei Tittelmünde, von Sand überlagert. Lokal wurden über den Bänderton andere nicht gebänderte, graue Tone abgelagert, d. h. an solchen Lokalen, die von der Sandackumulation nicht berührt wurden. Erst in rezenter Zeit sind die Tone von Schwemmsand überdeckt worden. Die Tone erwiesen sich in den mitgenommenen Proben als ganz leer von organischen Resten. Ihr Alter kann jedoch mit Zuhilfenahme der Schwemmtorfeinlagerungen annähernd als spät-postglazial bestimmt werden. Die Torfschicht im Profil I hat sogar mehr einen rezenten Charakter. Zuweilen treten in den Torflagern stark vermoderte Holzreste auf. Diese scheinen nicht wurzelfeste Stümpfe zu sein, sondern befinden sich offenbar in sekundärer Lage. Dass der Torf eine Schwemmbildung ist, dafür spricht auch die reichliche Beimengung von Sand.

Beim Gute Tittelmünde 6 Werst oberhalb Mitau an der Aa hat bekanntlich v. TOLL (1898) ein Lager mit arktischen Pflanzenresten aufgefunden. Das Lokal ist später etwas näher von K. R. KUPFFER (1903) untersucht worden. Die Lagerungsverhältnisse sind im Fig. 24 gezeichnet. Die *Dryas*-führende Schicht wird von einer Sandmasse überlagert, die von einer alten Dünenkette entstammt (die marine Grenze?). KUPFFER (1 c.) vermutet, jedoch offenbar mit Unrecht, dass die Dryasschicht interglazialen Alters sei, und der lose Sandhügel sonach glazialen Ursprungs wäre. Die Artenliste des Dryassandes, die

VON GUNNAR ANDERSSON nach Untersuchung von v. TOLLS Proben aufgestellt und von KUPFFER nach einer wiederholten Untersuchung komplettiert, ist, hat folgendes Aussehen:

<i>Andromeda polifolia</i> L.	<i>Polygonum viviparum</i> L.
<i>Arctostaphylus alpina</i> Spr.	<i>Potamogeton filiformis</i> Pers.
<i>A. uva ursi</i> Spr.	<i>P. praelongus</i> Wulf.
<i>Betula nana</i> L.	<i>Ranunculus</i> sp.
<i>B. nana</i> L. × <i>odorata</i> Bechstr.	<i>Salix arbuscula</i> L.
<i>B. odorata</i> Bechstr.	<i>S. hastata</i> L.
<i>Carex echinata</i> Murr.	<i>S. herbacea</i> L.
<i>C. filiformis</i> L.	<i>S. myrsinites</i> L.
<i>C. rigida</i> L.	<i>S. phyllicifolia</i> L. (<i>bicolor</i> Ehrh.)
<i>Cerastium</i> sp. ?	<i>S. polaris</i> Whlbg.
<i>Dryas octopetala</i> L.	<i>S. reticulata</i> L.
<i>Eriophorum (polystachium</i> L. ?)	<i>Scirpus caespitosus</i> L.
<i>Myriophyllum spicatum</i> L. f. <i>squamosum</i> Laest.	<i>S. (lacuster</i> L. ?)
<i>Phaca (frigida</i> L. ?)	<i>Vaccinium uliginosum</i> L.

Folgende Moose wurden von JENSEN in v. TOLLS Proben konstatiert:

- Scorpidium (Amblystegium) scorpioides* (L.) Limpr.
- Hypnum (Amblystegium) giganteum* Schimper.
- H. (Amblystegium) intermedium* Lindb.
- H. fluitans* L.
- H. turgescens* Jen. ?
- H. stramineum* Dicks. ?

Ausser diesen Aufschlüssen kommen in der Mitauer Gegend Oberflächenbildungen vor, die auch viel Interessantes darbieten, nämlich einige Äsar. Von diesen habe ich nur einen, den Rullekaln, S von Mitau besucht, sie sind alle schon früher von v. TOLL beschrieben worden. Weil ich nicht Zeit hatte den Rullekaln-äs näher

zu untersuchen, und ihn nur auf meine den Steinsuchungen gelten- den Fahrt besucht hatte, lasse ich hier die näheren Beobachtungen v. TOLLS folgen.

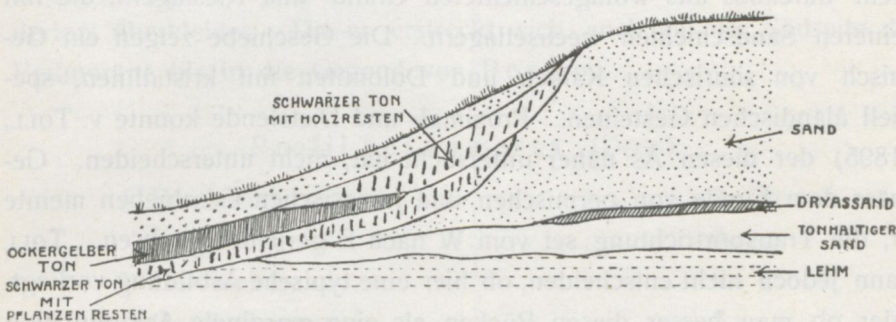


Fig. 24.

Das Glazialpflanzenlager von Tittelmünde.

Höhenmasstab $10 \times$ des Längenmasstabs (1:2,000). Nach K. R. KUPFFER.

Der Ås Rullekaln, 6 Werst S von Mitau gelegen, erhebt sich ziemlich unvermittelt aus dem flachen Lande. Der nördliche Teil des Åses besteht nach v. TOLL (1897) und wie ich selbst auch konstatieren konnte, aus einer Geschiebepackung, die an den Flanken jedoch von sandigen und tonigen Schichten bedeckt wird. Das Material der Packung besteht in petrographischer Hinsicht aus dolomitischen Kalksteingeschieben mit einer mittleren Grösse von c. 2 Zoll. Der Dolomit gehört dem Horizont mit *Spirifer Archiaci* an. Ausserdem befinden sich hier auch silurische Geschiebe. Das Material des Ås' zeigt sich deutlich als proximal am Nordende und distal am Südende ausgebildet. Im Norden tritt nämlich wie gesagt, eine Geschiebepackung auf, nach Süden hin nehmen ausgewaschene, unregelmässig geschichtete Grand- und Kieslager zu, welche noch weiter nach Süden wieder verschwinden und von Sandsteinschichten mit nur vereinzelt eingelagerten Kiesschichten ersetzt werden. Die grösste Höhe des Ås' befindet sich am Nordende. Nach Süden zu verflacht er sich bedeutend. (Über das Vorkommen von Leitblöcken in Rullekaln siehe v. TOLL 1897, MILTHERS 1909, HAUSEN 1912.)

Ein anderer Ås derselben Gegenden von Kurland ist der *Kruschkaln*, 4 Werst südlich von der Station *Behnen* gelegen. Dieser Ås erstreckt sich vom E nach W über eine Länge von 10 Werst. Er besteht durchaus aus wohlgeschichteten Grand- und Kieslagern, die mit feineren Sandschichten wechsellagern. Die Geschiebe zeigen ein Gemisch von silurischen Kalken und Dolomiten mit kristallinen, speziell åländischen Gesteinen. Proximal- und Distalende konnte v. TOLL, (1895) der diesen Ås näher untersucht hat, nicht unterscheiden. Gemäss dem Funde von permischen und jurassischen Geschieben meinte er, die Transportrichtung sei vom W nach E gerichtet gewesen. TOLL kann jedoch nicht entscheiden, ob hier eine typische Åsbildung vorliegt, oder ob man besser diesen Rücken als eine marginale Ackumulation auffassen kann.

Nach TOLL (1892) kommt auch bei *Schagarren* eine Åsbildung vor. Die Oberflächengestaltung dieser ist dadurch erwähnenswert, dass einige trichterförmige Åsgruben, die jetzt torferfüllt sind, vorkommen.

Das Material der losen Geschiebe besteht in den Grenzgegenden von Kurland und Gouvernement *Kowno* nach TOLL teils aus kristallinen Gebirgsarten, teils aus silurischen Kalksteinen.

Nach Doss (1911) kommt ausserhalb der Grenze Kurlands, im nördlichen Lithauen eine bogenförmige Endmoräne, mit der konkaven Seite gegen die Mitauer Tiefebene gerichtet, vor. Diese Endmoräne erstreckt sich von der Gegend von *Autz* über *Linkowo* nach *Muhs*. Ihre Gesamtlänge beträgt 100 km. An der Nordseite des Bogens schliesst sich eine gegen Mitau allmählich abdachende Moränenebene an, die mit einem Hohlspiegel verglichen werden kann. Alle die zahlreichen Gewässer, die auf der Nordseite der Endmoräne entspringen, fliessen nämlich konvergierend Mitau zu. Die relative Höhe der Endmoräne schwankt zwischen 28 und 4—6 m. Das Material ist in dem östlichen und westlichen Teil etwas verschieden. Wohl sieht man nach Doss gewöhnlich eine mächtige Geschiebemergeldecke, die einen Kern von Moränenmaterial überkleidet. Im östlichen Teil aber befinden sich mehrmals glazifluviale Kuppen, die lankenförmig

angeordnet sind. Diese zeigen aber nach Doss nicht immer eine deutliche Schichtung und hie und da kommt Blockpackung vor. Erratische Blöcke liegen auf dem Rücken ziemlich zahlreich umhergestreut. Das östliche Ende der Endmoräne wird nach Doss von Bänderton überkleidet. Dieser erstreckt sich auch auf der Südseite der Endmoräne bis in die Gegend von Poswol.

Profil bei Piwessa (Doss).

Bänderton	3,5 m
Sand, fest, rot	0,2 "
Geschiebesand	0,5 "
Geschiebemergel	3,0 "

Profil bei Ustuki (Doss).

Bänderton	2,0 m
Gelber geschichteter Sand	0,2 "
„ Geschiebesand	1,0 "
Geschiebemergel	0,5 "
Devonischer Dolomit	(Unterlage)

Der Bänderton besteht nach Doss aus abwechselnd dunkel- und hellbraunen Lagern von ungefähr ein bis mehrere Zentimeter Dicke. In diesen groben Bändern beobachtet man aber eine sehr feine Bänderung von c. 1 mm Dicke. Der Bänderton von Subary ist von Doss analysiert und zeigt einen Gehalt an CaCO_3 von 14,1% an MgCO_3 von 2,6%.

Drumlins kommen in der Nähe der Endmoräne nach Doss (1911) an mehreren Orten vor. Südlich von Autz breitet sich auf der Aussenseite der Endmoräne eine „gestreifte“ Landschaft aus, die lange aber flache Drumlins aufweist. Eingestreut liegen hier vereinzelt Åsar. Die Orientierung aller Rücken ist in dieser Gegend NE—SW bis ENE—WSW. Eine andere Drumlinslandschaft liegt bei Puscholaty mit Orientierung N—S. Noch ein anderes solches Gebiet liegt östlich von Poswol, wo sehr langgestreckte Drumlins, NNW—SSE laufend, auftreten.

Ein äusserer, mit diesem konformer Endmoränenbogen weiter südlich im Gouvernement Kowno wird von Doss vermutet.

Um zur Gegend von Mitau zurückzukommen, mögen noch die Beobachtungen von meiner Exkursion Mitau—Bauske angeführt werden.

An der Strasse Grobin-Bauske östlich von der grossen Chaussée Mitau-Chaulen sieht man in den zahlreichen Bachravinen nur steingemengten Sand. Der Boden ist hier jedoch nicht mager, sondern Äcker und Wiesen bedecken die ganze Oberfläche. — Das Tal der Kurischen Aa konnte ich unterwegs nach Bauske eine meilenlange Strecke unterhalb der Stadt studieren. Die Landstrasse läuft meistens auf einer breiten schotterbedeckten Flussterrasse hin, die von Devonkalkstein aufgebaut ist. An den Seiten ziehen sich die alten Steilufer der Grundmoräne. Diese ist hier beinahe von ziegelroter Farbe. Weil die Aa ein mäandernden Lauf hat, ist die Kalkstein-schotterterrasse streckenweise fortgeführt, und der Strom hat steile Wände geschaffen. Der unter der Moräne liegende Devonkalkstein zeigt oft schöne Aufschlüsse. Die Bachravinen, die in das Haupttal einmünden, haben zuweilen nur die Moränendecke durchschnitten, wodurch „hanging Valleys“ entstanden sind. Sehr schön zeigt sich diese Erscheinung an der Burgruine Bauskes. Obgleich die Moräne in dieser Gegend, nach den Flusseinschnitten (Kurische Aa, Memel) zu urteilen, sehr mächtig ist (mindestens ein zehntel Meter), sind die Oberflächenformen abgesehen von den Taleinschnitten sehr flach. Nur im Norden von Bauske (c. 1 Meile weit an der Mitauschen Strasse) werden die Landschaftsformen unruhiger. Näher an Mitau tritt aber wieder Flachheit ein. Während der Rückkehr nach Mitau beobachtete ich mehrmals, wie im Tal der Aa alte, oft sehr weite Flussterrassen mehrere Meter hoch über den Flusspiegel liegend, hervortreten. Diese Terrassen sind von Devonkalkstein aufgebaut.

Bohrergebnisse. ¹⁾

1. Schlossbrunnen, Mitau.

Dryassand	10 Fuss
Bänderton	9 „
Roter Geschiebelehm	74 „
Devonischer Untergrund.	

2. Bahnhof, Mitau.

Humuserde	1 Fuss
Gelber Dryassand	7 „
Bänderton	10 „
Roter Geschiebelehm	11 „
Grober Schotter	30 „
Devonischer Untergrund.	

3. Station Behnen.

Alluvialsand	3 Fuss — Zoll.
Roter Geschiebelehm	13 „ 5 „
Schotter	2 „ — „
Roter Geschiebelehm	34 „ 1 „
Glazialsand	6 „ — „
Devonischer Untergrund.	

4. Station Murawjewo.

Alluvialsand	2 Fuss — Zoll.
Roter Geschiebelehm	14 „ 6 „
Derselbe mit grossen Ge- schieben.	17 „ — „
Gelber Sand	4 „ — „
Geschiebepackung mit Sand	19 „ 6 „

¹⁾ Извѣстія Геол. Комитета. Том. XVI. 1897.

Grauer Sand	9	„	1	„	} intramöräne Ablagerungen
Mergeliger grauer Sand mit verkohnten organischen Resten	7	„	5	„	
Geschiebelehm, chokoladen- farbig	3	„	—	„	
Grauer mergeliger Sand . .	12	„	8	„	
Grauer Geschiebelehm . . .	9	„	11	„	
Grober Sand mit kleinen Rollsteinen	1	„	10	„	
Grauer Geschiebelehm . . .	14	„	3	„	
Chokoladbrauner Geschie- belehm	3	„	—	„	
Grober Sand	—	„	6	„	

Obleich nicht zu derselben Gegend wie die obigen Lokale gehörend, mag noch an dieser Stelle ein von v. TOLL mitgeteiltes Profil angeführt werden.

Bohrung am linken Ufer der Windau, am Südende des Burgberges bei Popilány:

Unterst:

Im Flussniveau mittelkörnige Sande mit

Parallelstruktur 4 m

Grauer Blocklehm 5 „

Gelber glimmerhaltiger Quarzsand . . . 4 „

Oberst:

Rotgelber Blocklehm, unten Zwischen-

schichten von Sand 5 m

Das nördliche und westliche Kurland.

Das nördliche Kurland endet bekanntlich mit Domesnä s. Der Boden der ganzen Landspitze ist niedrig und sandig und voll von

ehemaligen Strandlinien. Nach der topographischen Karte des Generalstabs läuft ein ziemlich ausgeprägter Wall c. 13 m ü. d. M. von Usche an der Ostseite der Landzunge bis zum Pastorat Irben. Der Wall dämmt auf der Innenseite ein ziemlich ausgedehntes Moor auf. Die marine Grenze ist weiter landeinwärts besonders scharf als eine hohe Brandungsterrasse ausgebildet. Der Fuss der Stufe liegt 38 m ü. d. M. Unterhalb dieser Grenze ist das Land ziemlich eben und senkt sich allmählich bis zur See. Das supramarine Gelände aber ist etwas hügelig. Doch bemerkt man keine besondere Landschaftskulptur, mit Ausnahme der Gegend von Laugai, wo einige Erosionsrinnen sich einstellen. Nach GREWINGK¹⁾ kommt roter Sandstein als Kliffe auch in dem Abrasionshaken der marinen Grenze zum Vorschein. Dies spricht vielleicht dafür, dass der Gesteinsboden der ganzen Gegend N von Dondangen aus rotem Sandstein besteht.

Etwas südlich von Gross-Irben, 6 Werst landeinwärts, zieht sich nach der topographischen Karte ein ausgeprägter Wall der Küste ziemlich parallel hin. Seine Höhe ü. d. M. ist c. 13 m. Er endet in der Nähe des Gutes Angermünde. Das Land zwischen diesem Wall und der Küste ist von Strandwällen ganz wie liniert.

Es ist zu bemerken, dass im nördlichsten Kurland niemals ein ausgeprägter Küstenwall (aus Dünensand bestehend) dem Strande folgt, sondern dieser ist meistens ganz flach und niedrig. Der Grund liegt darin, dass die Landhebung in postglazialer Zeit hier noch wahrscheinlich ziemlich rasch vor sich gegangen ist. Weiter südwärts hat die spätere Hebung bekanntlich einen sehr geringen Betrag erreicht, oder gar nicht stattgefunden, und darum tritt daselbst auch ein stattlicher Küstenwall hervor (siehe näher unten).

Die Gegend von Sasmacken ist ziemlich hügelig, besonders zwischen Walpenen und Dumezeeme. Gleich östlich von dem Flecken Sasmacken ziehen sich zwei lange, schmale Seen von c. NW bis SE hin. Da ihre Fortsetzung auf dem Lande in der Form von Talsenken nicht lange ausdauert, sondern blinde Enden zeigt,

¹⁾ Erläuterungen zur zw. Ausgabe u. geogr. Karte von Liv-, Est- und Kurland. Karte.

können sie nicht durch gewöhnliche subaerile Erosion gebildet sein, sondern sind sie aller Wahrscheinlichkeit nach als glaziale Rinnseen zu deuten. Ihre Längsrichtung führt auch bis zu einer ausgesprochenen Randbildung, d. h. zum Talsen-Tukkumschen Kamesgürtel, und sind sie wohl als ein Gegenstück zu den sog. „feeding Eskers“ anzusehen. Im Norden von Sasmacken zieht sich die marine Grenze als eine breite Terrassenbildung im Sande hin. Der untere Rand der Terrasse liegt c. 34 m ü. d. M. Während das Land oberhalb der marinen Grenze ziemlich gut kultiviert ist und von mehreren Gütern geschmückt wird, dehnt sich zwischen der Grenze und dem Strande eine öde Heidelandschaft, mit Kiefernwald bewachsen, aus. Der Verlauf derselben Grenze auf der Westseite der Halbinsel südlich der Dondangenschen Höhengschwelle ist ziemlich verwickelt. Zuerst ist zu bemerken, dass diese Grenze hier der Küste *nicht* parallel geht, wie es auf der Ostseite an dem Riga-schen Busen der Fall ist, sondern sie zieht sich in einem grossen Bogen, im Einzelnen auch vielfach gezahnt, weit ins Land hinein. Mindestens bis zur Gegend von der Station Spahren kann die Grenze verfolgt werden. Stellenweise wird ihr Niveau durch einen Strandwall oder durch eine Abrasionsterrasse markiert. Oft geht aber die Landfläche ohne besondere Terrainveränderungen in die Grenze über. Dies gilt besonders von den Gegenden, die sandig sind, d. h. von der Umgebung des Usmaïtensees. Strandwälle und -terrassen treten an folgenden Lokalen auf: W von Sapdegen liegt ein kurzer N—S streichender Wall, 34 m ü. d. M. In seiner Fortsetzung zieht sich weiter südlich ein anderer Wall etwas nach SW gekrümmt und auf derselben Höhe hin. Ganz nahe an Bisnek hebt sich eine nach NW exponierte Abrasionsterrasse in Moräne eingeschnitten. Dann zieht sich die marine Grenze immer näher nach der Eisenbahn zu bis zur Gegend von Spahren hin. Dort ist der Verlauf der Grenzlinie sehr verwickelt, weil das Terrain hügelige Oberflächenformen zeigt. Zahlreiche Seen treten hier in den Senken auf. Der Boden ist hier überall feinsandig. Der See Spahren liegt wohl im marinen Bereiche ebenso der Tulbsee, aber einige „Inseln“ ragen doch aus dem vormals marinen Lande auf. So liegt ein bis zu 56,1 m reichen-

der Hügel zwischen Tulbsee und der nördlichsten Bucht von Us-maitensee. Die Südostseite dieses Hügels hebt sich mit einer scharf ausgebildeten Fusslinie aus dem flachen Heide-land empor. Ein Sandwall bildet ihre Fortsetzung nach NE und wird von der Bahn überquert. Dieser Wall ist mehrere Meter hoch und läuft in kleinen Windungen. Ihre Höhe (sowie die Höhe des Hügelfusses) liegt c. 34 m ü. d. M. (M. G.) Die Höhe des Spiegels von Us-maitensee liegt 20,4 m ü. d. M. also beträchtlich unter der marinen Grenze. Diese letztgenannte verläuft von Spahren nämlich südwärts den Ostrand des Us-maitensees folgend. Westlich vom Us-maitensee liegt eine Schwelle, die zum grössten Teil beträchtlich über die marine Grenze sich erhebt. Diese ist der Rücken von Ugalen. Sein Nordrand liegt ganz nahe an der Windauschen Bahn, und wenn man der Landstrasse folgt, bemerkt man, dass man hier eine Brandungsterrasse vor sich hat. Die kleinen Erosionstäler, die hier ausmünden, haben sich in dem sandigen Boden genau so tief eingeschnitten, wie die marine Grenze liegt. Diese supramarine Schwelle erstreckt sich südwärts bis südlich von Laidenzeeme. Die Oberflächenformen hier sind ziemlich hügelig, zeigen aber keinen schroffen Höhenwechsel. Postglaziale Erosionstäler setzen doch tief in die Schwelle ein und bedingen eine etwas lebhaftere Orographie.

Im NW von Ugalen erheben sich noch zwei höhere Komplexe über das flache Land und an ihren Seiten lässt sie die marine Grenze erkennen. Die eine Höhe liegt ganz im Osten vom Pussensee, und nach dem See zu wendet sie eine scharfe Brandungsterrasse. Der Fuss dieser letztgenannten liegt 32 m ü. d. M. Die andere Schwelle liegt noch länger draussen auf dem flachen Lande und ist von sehr bescheidenem Umfang. Nach Norden wendet sie eine hohe Abrasionsstufe, deren Fuss 32 m ü. d. M. liegt. Dieser Wall kann nach SW einige Werst weiter verfolgt werden, biegt dann scharf um, und läuft der Pussenhöhe zu. Wo die Landstrasse nach Windau ihn überquert, ist die rel. Höhe der Terrasse — im Sande ausgegraben — ziemlich unansehnlich. Diese Schwelle von Popen reicht östlich bis zum Ausfluss des Pussensees. Auf der anderen Seite dieser Erosionssenke tritt noch die früher erwähnte Brandungsterrasse von Pussen entgegen.

Von diesen Gegenden bis zur Küste begegnet man nur flachem niedrigem Lande. Dieselbe Flachheit herrscht auch über weite Strecken nördlich von Pussen vor. Das flache Gebiet hinter der Windauschen Küstenstrecke wird von den Bewohnern „Lanken“ genannt. Nach GREWINGK (1861) besteht der Untergrund aus Tonablagerungen, die eine Mächtigkeit von 6—10 m besitzen. An der Windau können diese Tonsedimente auf einer Strecke von Alt-Litzen nach Wenden verfolgt werden. Auf der Seeseite vom Windaufluss bemerkt man den Ton südwärts bis nach Alschwangen und Felixberg, und bis ins Adsensche Gebiet hinein. Die Entfernung von Windau bis Adsen beträgt 57 km, von der Küste bis Garsden 18 km. Bei Warwen gab eine Bohrung nach GREWINGK folgenden Aufschluss:

Dammerde	1 Fuss.
Sand	3 „
Torfschicht	5 „
Triebsand	8 „
Kalkhaltiger Lehm	5 „
Blauer Ton	20 „
Triebsand	22 „
Lehm	8 „
Sand	10 „

Auf Grund mehrerer Bohrprofile in Windau und Umgegend hat Doss (1908) die Stratigraphie der Küstenniederung näher aufgeklärt. Nach diesem Autor hat der „Lankerton“ lokal (Windaugend) zwei verschiedene geologische Horizonte aufzuweisen: im Westen einen hellgrauen Tonmergel, mehr gegen Osten einen stratigraphisch tiefer liegenden hellbraunen bis hellgrauen dolomitischen Tonmergel. Der untere Tonmergel ist fossilfreier Bänderton spätglazialen Alters. Im Vergleich zu dem Pernauer Bänderton, der ziemlich CaCO_3 -arm ist,¹⁾ ist dieser Windausche Ton karbonatreicher Beispiel (Doss):

¹⁾ Siehe die Seite 76.

In verd. HCl unlöslich	71,40	0/0
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	5,87	„
Ca O	8,25	„
Mg O.	1,45	„
CO ₂	12,00	„
H ₂ O	1,57	„
	<hr/>	
	100,54	0/0

Der hellgraue Tonmergel, der das Hangende des Bändertons ausmacht, enthält nach Doss Ca O + Mg O = 11 — 15 0/0. Dieser Ton ist fossilführend. Folgende Arten wurden angetroffen: (Doss)

Pisidium amnicum

P. milium (?)

P. pusillum (?)

P. fossarium

Bythinia tentaculata.

TOLL (1899) beobachtete im Grundbau des Windauschen Elevators einen „bituminösen Mergel“ mit folgenden Arten:

Limnæa ovata

Planorbis marginatus

Bythinia tentaculata

Pisidium amnicum

Paludinella sp. etc.

Diese schalenführende Schicht wird von Sanden mit *Tellina baltica* bedeckt, die bis 7 Fuss ü. d. M. gehoben sind.

Ich selbst untersuchte den Süsswasserton in einer grossen Ziegelgrube ausserhalb der Stadt Windau zwischen der Goldingschen-Strasse und dem Flussufer. Die Profile zeigten nur diesen Ton, der nicht von Sandschichten überlagert war. Im oberen Teil ist der Ton sehr reichlich mit Molluskenschalen gemischt, die nach unten zu immer seltener werden. Im trockenen Zustande zeigt der Ton eine ausgeprägte Schichtung. Seine Farbe ist dabei hellgrau. Der Ton wird, wie gesagt, merkwürdigerweise nicht von Sand überlagert, obgleich etwas

westwärts der breite Küstendünenwall ansteigt. Die Tiefe der Tongrube war bei meinem Besuch c. 2 m.

Dr H. LINDBERG hat gefälligst eine mitgebrachte Probe näher untersucht und folgende Arten angetroffen:

Melosira 1 sp.

Pinus-Pollen.

Spongilla-Nadeln

Ausserdem von denselben Mol-

Pleurosigma attenuatum

lusken, die Doss aufgezählt

Epithemia turgida

hat.

Über diesem Süsswasser (Ancylus)-Tonmergel lagert stellenweise eine Serie von grauen Sanden, die nach Doss sich fast konchylienfrei erwiesen haben. Die Mächtigkeit der Sandmassen ist 8,83—9,35 m (Doss), und sie werden von neuem durch einen dolomitischen Tonmergel von hellgrauer Farbe überlagert. Dieser führt Pflanzenreste sowie *Pisidium fossarium*. Doss vermutet, dieser Tonmergel sei eine Ablagerung des Litorinameeres und der darunterliegende Sand entweder oberer Ancylussand oder unterer Litorinasand. Alluviale Grand- und Sandschichten — alte Inundationsablagerungen der Windau — kommen auch vor. Sie überlagern natürlich alle übrigen Sedimente.

Der spätglaziale Bänderton wird nach Doss von glazifluvialem Schotter und zu unterst von rotem Geschiebemergel unterlagert. Die untere Grenze des Bändertons liegt c. 50 m tief (Bohrloch Zollamt). Die Mächtigkeit des Geschiebelehms (bis zum devonischen Kalksteingrund) ist 30,5 m.

Während seiner Untersuchungen entlang der Tuckum-Windauer Bahn beobachtete v. TOLL (1899) zwischen Windau und Ugalen „geschichteten Ton des postglazialen Ostseesüsswasserbeckens“ und er parallelisiert diesen mit „hvarfvig lera“. Dass die obige Bezeichnung irrtümlich ist, liegt auf der Hand. Es soll natürlich Eisseeton spätglazialen Alters heissen.

Der Rigaschen Strasse entlang reicht die feuchte Niederung bis 17 Werst von der Stadt Windau. Dort hebt sich das Land plötzlich und nimmt Heidecharakter an. Ebendasselbst befindet sich auch die früher beschriebene höchste „marine“ Terrassenlinie südlich von Popen.

Der höchste Teil von der Popenschwelle ist kultiviert und besteht wahrscheinlich aus Moränenmergel.

Zwischen der Terrassenlinie südlich von Popen und der Kirche Ugalen geht die Landstrasse durch eine Landschaft, die Heidecharakter mit magerem kiesigem Sandboden besitzt. Die Terrainformen sind flach. Der Pussensee liegt in diesem Sandboden ziemlich tief eingesenkt, und zeigt, dass die Mächtigkeit des Sandes keine geringe sein kann. Auch einige Erosionsfurchen, die in den Pussensee einmünden, sind ziemlich tief eingegraben. Wo man bei Diedrichstein auf die Ugalensche Schwelle hinaufsteigt (und die „marine“ Grenze passiert hat — am Pussensee vorbei fährt man nämlich auf submarinem Lande) nimmt der Boden Mergelcharakter an, und Äcker und Wiesen breiten sich aus. Je mehr man sich hiernach dem Usmaintensee nähert, desto sandiger wird aber wieder der Boden, und am Nordstrande des Sees ist tiefer, mühsam zu durchschreitender Sand. Auch bei der Station Spahren herrscht Sand vor, aber weiter ostwärts stellen sich Moränenhügel ein. In den Senken kommt jedoch fortwährend Sand vor. Bis zur Station Stenden ist die Oberfläche undulierend und in den Bahneinschnitten sieht man stets Moränenmergel von rotbrauner Farbe. Bei Stenden treten wieder Heidegelände auf. Sie erstrecken sich von hier nach Norden bis zur Kameslandschaft von Talsen (siehe unten) und nach Süden bis zur Nähe des Abau-Schmelzwassertales (siehe unten). Diese Sandfelder zeigen ebenen Charakter und sind wahrscheinlich als marginale „Sandur“ d. h. als Schmelzwasserdeltas, gebildet zur Zeit als der Eisrand über Talsen lag, zu deuten. Dasselbe gilt wahrscheinlich auch von den früher besprochenen Heidesandflächen zwischen Popen und Spahren, aber hier fehlen marginale Ackumulationen (Kames, Randmoränen).

Zwischen Talsen und Tuckum zieht sich ein ausgesprochener Gürtel von Kamesbildungen hin. Er ist schon längst von TOLL als eine glaziale Randbildung gedeutet worden, und dieselbe Überzeugung bekommt jeder, der ihn näher studiert.

Dieser Zug von Randbildungen ist im einzelnen ziemlich unregel-

mässig. Die Ackumulationen sammeln sich in zwei deutliche „Zentren“ an, das eine bei Talsen, das andere bei Tuckum. Zwischen ihnen ist das Land wohl ziemlich hoch und auch hügelig, aber besitzt doch eine viel flachere Orographie als die stark welligen Gegenden (dänisch „Bakkeland“, Mammillated Landscape) die bei Talsen und Tuckum sich ausdehnen.

Die Talsensche Kameslandschaft ist nach Westen erstaunenswert scharf durch flacheres Land begrenzt. Man hätte erwartet, dass dieser Zug von Randbildungen sich weiter in derselben Richtung mindestens bis zur marinen Grenze erstreckt hätte. Das ist jedoch nicht der Fall, und die marine Grenze tritt erst, wie oben genannt wurde, bei Kargaden hervor. Als eine undeutliche westliche Fortsetzung des Tuckum-Talsenschen Rückens dürfen doch vielleicht die welligen Gelände zwischen Dschelzeeme und Spahren angesehen werden. Der Boden besteht hier meistens aus rotem Geschiebemergel. Die Gegend ist darum ziemlich gut bebaut, aber Moore und Heideflächen stellen sich auch ein.

Um zur Talsenschen Gegend zurückzukommen, stellt sie eine der schönsten Kameslandschaften dar. Scharf herafragende Buckel und kreisrunde Senken, deren Boden gewöhnlich mit Moorerde oder einem kleinen See erfüllt ist, zeigen sich in schnellem Wechsel. Die Möglichkeit, die Orographie näher in Details zu studieren ist um so grösser, als meistens kein Wald die Aussicht verhindert. Die Hügel sind nur von kurzem Gras bekleidet. Bei schräger Beleuchtung sieht die Gegend sonderbar unruhig, wie ein heftig wogendes Meer aus. Kiesgruben, die sehr allgemein in den Kameshügeln angelegt sind, zeigen alle, dass das Material der Hügel „Stratified Drift“ ist. Überall ist ein bunter Wechsel von schmälern Lagern aus Rollsteingrus und Sand. Die petrographische Beschaffenheit dieser Lager ist auch ziemlich grossen Variationen unterworfen. Der Rollsteingrus, der im allgemeinen quantitativ hinter dem Sande zurücksteht, ist von Rollsteinen aus Silurkalkstein und untergeordnet kristallinen Gesteinen mit einer Füllmasse aus lichtbraunem Sand zusammengesetzt. Der Sand als selbständige Lager ist immer von sehr wechsell-

der Grobheit. Ein feiner geschichteter, hart zusammengepackter, rotbrauner Sand kommt stets vor und nimmt in der Regel die oberen Teile der Profile ein. Nach unten zu stösst man in den Kiesgruben aber gewöhnlich auf groben lichtbraunen Sand mit unregelmässiger Lagerung und oft mit Rollsteingrus gemengt. Die lichte Farbe ist durch reiche Einmischung von Kalksteinkörnern bedingt. Kiesiger gröber (typischer nordischer) Glazialsand kommt aber auch allgemein vor, und ist sein Zusammenhang immer lockerer als die der anderen Sandarten. Erwähnenswert sind die oft in dem roten Sand vorkommenden schmalen Einlagerungen von chokoladenfarbigem Ton. Auffallend ist die vollständige Abwesenheit von kristallinen erratischen Blöcken an der Oberfläche der Hügel. Gesteine dieser Zusammensetzung kommen nur im Rollsteingrus als kleine gerundete Steine vor. Ortsand- und Ortsteinbildung ist in den entblössten Kieswänden immer zu sehen. Oft ist sie sehr hübsch mit scharf hervortretenden Tupfenbildungen ausgebildet. Erwähnenswert ist, dass Bleicherde ziemlich selten zum Vorschein kommt. Ortbildung kommt in allen Arten von Sand vor, sogar im groben steinreichen Sand.

Im Allgemeinen wird die Struktur der Kameshügel durch eine sehr fluktuierende und unregelmässige Lagerung charakterisiert, was darauf hin deutet, dass das Material aus schnell strömendem Wasser abgesetzt worden ist. Hierbei wurde nicht — und das ist schon oben hervorgehoben — vorzugsweise ein grober Rollsteingrus sondern Sand von verschiedener Grobheit abgesetzt. Die Schmelzwässer hatten nämlich nicht grobes Material genug zur Verfügung, sondern nur gröberen und feineren Sand.

Der Talsenschen Kameslandschaft lagern, wie schon einmal hervorgehoben wurde, im Südwesten ziemlich weite Sandflächen vor, die wohl als marginale Auswaschungsebenen anzusehen sind.

Zwischen der Talsen-Kameslandschaft und derjenigen bei Tuckum zieht sich wie gesagt ein Landrücken mit etwas schwächer aczentuierter Oberfläche hin. Sein Hügelcharakter ist jedoch so ausgeprägt, dass er nicht das Aussehen von Randackumulationen verliert. Nach Süden dacht der Rücken bis zu noch flacheren Geländen ab. Diese

scheinen ziemlich unfruchtbar und sandig zu sein. Bemerkenswert ist, dass dieses flachwellige Terrain von alten, jetzt von Gewässern nicht belebten Tälern durchzogen ist. Diese repräsentieren allem Anschein nach Dränierungsrinnen der Schmelzwässer, die vom Eisrande der über den Talsen-Tuckumschen Randbildungen lag, abströmten. Gegen Norden flacht der „interzentrale“ Rücken auch allmählich ab, aber das Gelände wird hier doch nicht ganz flach, sondern es treten viele Erosionstäler auf, besonders näher zur marinen Grenze der Gegend von Wandsend. Hier ist nämlich ein sehr augenfälliger Kontrast zwischen Landskulptur und (ehemaligem) marinem Flachland zu bemerken. Die marine Grenze ist nicht durch eine besonders hervortretende Brandungsterrasse markiert, kann aber doch gut verfolgt werden. Ihre Höhe ü. d. M. ist c. 30 m.

Wenn man das Gut Senten nach Osten passiert hat, begegnet man bald einem hochhügeligen Lande. Bei Sergerbergen sind sehr schöne Kameslandschaften, welche weiter nach Südosten ausschwellen und sich über grosse Gebiete ausbreiten. Im Südosten endet das unruhige Land plötzlich am Rande eines tiefen Tales (siehe unten). Gegen NE wird das Hügelland sehr scharf und gerade durch eine Stufe begrenzt. Diese ist identisch mit der marinen Grenze, die näher durch ein breites Terrassenplan aus Heidesand markiert wird. Die Terrasse hat die Form einer Deltaterrasse mit einem streckenweise gut bemerkbaren Distalabfall. Zum Beispiel im Osten vom Dorfe Kester Zeem ist sie sehr ausgeprägt und man wäre geneigt, beim ersten Anblick die marine Grenze an den Fuss derselben zu verlegen. Es zeigt sich doch bei näherem Nachsehen, dass diese letztere weiter innen zu suchen ist oder dort, wo einem plötzlich Hügelland und Mündungen von Erosionstälern entgentreten. Die ganze Terrasse besteht aus Heidesand, und das Material ist wahrscheinlich vom Hügellande herabgeschwemmt worden. Die Höhe der inneren Grenze der Terrasse liegt c. 30 m ü. d. M. Bei Kester Zeem bemerkte ich, dass einige Erosionstäler die Terrasse ganz durchschneiden, ein Zeichen dafür, dass die Terrasse nur von losem angeschwemmtem Materiale aufgebaut ist.

Wenn man nicht weit von Tuckum eine schöne Kameslandschaft sehen will, dann fahre man von der Stadt aus gerade nach Norden. 10 Werst weit auf dieser Fahrt gekommen, ist man in eine prachtvolle Kameslandschaft geraten, und die Oberflächenformen treten vom Walde ganz unbehindert hervor. In den Kiesgruben, die in den Hügelseiten überall angelegt sind, sieht man meistens nur feinen Sand, von verschiedener Grobheit. Die Farbe zeigt beinahe stets braune und braunrote Töne. Kreuzschichtung kommt vor, und ist die Lagerung am gewöhnlichsten unregelmässig. Rollsteingrus ist in sehr bescheidener Menge vorhanden. Nordische kristalline Blöcke kommen hie und da in der Oberfläche der Hügel zum Vorschein, sie treten aber jedoch sehr spärlich auf. An der Landstrasse von Tuckum 10 Werst nach Talsen zu befindet sich in einem Kameshügel eine Kiesgrube, die folgendes Profil zeigt:

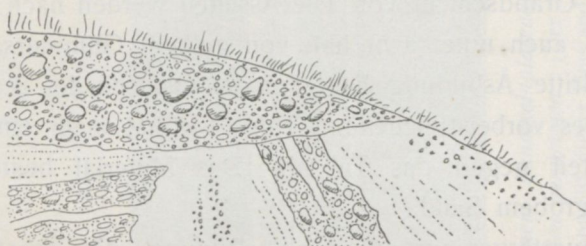


Fig. 25.

Aufschluss in einem Kameshügel 10 Werst von
Tuckum nach Talsen zu.

Zwischen den bunt wechselnden Sandlagern kommen in den Kameshügeln oft schmale Einlagerungen von braunem Ton vor. Oft sind die braunen bis braunroten Sandarten auch tongemengt. Von den petrographischen Variationen des Sandes gilt hier dasselbe, wie in der Talsenschen Kameslandschaft.

Im nächsten Zusammenhang mit diesen Kamesbildungen kommen andere glazifluviale Bildungen, nämlich Åsar vor. Sie treten in der Umgebung von Tuckum auf. Es sind deren drei von mir

untersucht worden. Diese liegen am Nordrand des Tuckumschen Abzpfungstales (Seitental zum Abauschen Durchbruchtal). Die westlichste Åsbildung ist kein typischer Rücken, sondern hat das Aussehen eines Plateaus, das am Rande des Tals plötzlich abbricht. Hier befindet sich eine von der Eisenbahnverwaltung angelegte grosse Kiesgrube (hinter den Stationsgebäuden von „Tuckum II“ gelegen), die hohe Profile von geschichtetem Sand und Rollsteingrus zeigt. Die Lagerung ist horizontal. Näher an der Stadt zieht sich in N—S Richtung eine lange Åsbildung, Galgenberg genannt, mit der Gestalt eines scharfen Rückens, der von einem Interzentrum in zwei Gliedern geteilt ist. Am Rande des Tuckumschen Tals bricht der Rücken scharf ab. Die Längencontour ist bemerkenswert gerade und horizontal. Am Süden des Ås' ist eine grosse Kiesgrube angelegt, die Profile sind aber meistens von Abrutschmassen verdeckt. Das Material zeigt sich aus Sand, Kies und Spatsand bestehend. Zu oberst kommt eine Grandschicht vor. Die Åsseiten werden nach TOLL (1898), der den Ås auch untersucht hat, von gelbem Glimmersand flankiert.

Eine dritte Åsbildung liegt auf der Ostseite der Stadt, ebenfalls am Rande des vorbeistreichenden Tals. Sie hat mehr eine Hügelform und fällt steil gegen das Tal ab. Das Material besteht hier aus Grand und grobem Sand.

Eine quartärgeomorphologische Bildung, die genetisch mit der Talsen-Tuckumschen Kameslandschaft Gemeinschaft hat, ist das Abausche Durchbruchtal (Fig. 26). Es erstreckt sich quer durch die nordkurländische Höhenwelle einige grössere Bögen machend. Sein Verlauf und seine Ausgestaltungen sind im Einzelnen folgende.

Sein östliches Ende ist schwer anzugeben, weil das Tal in mehreren Ästen anfängt. Das breite Haupttal fängt doch in der Gegend des Gutes Spirgen an. Von dort erstreckt es sich nach NW, um einige Werst W von Tuckum nach Westen umzubiegen. Bei Endenhof wendet es sich plötzlich nach NNW und beschreibt an Aisupe vorbei eine scharfe Kurve nach N. Südlich von Candau macht das Tal wieder eine weite Ausbuchtung gegen Süden, um dann weiter westwärts bei Swente einen westlichen Lauf anzuneh-

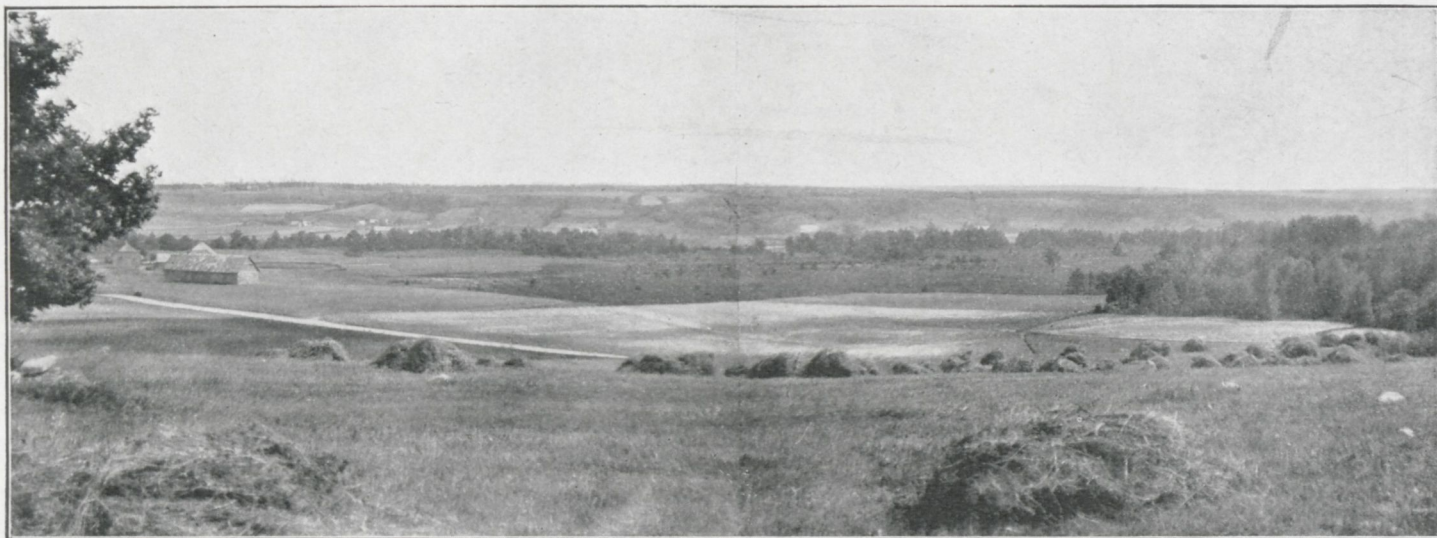
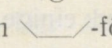


Fig. 26. *Das nordkurische Durchbruchtal in einem Sandsteinplateauland eingesenkt. Der Talboden besteht aus Heidesand. Das Bild ist in der Nähe von Zabeln gegen Süden genommen. (Der Boden im Vordergrund fällt sehr stark oder gleich wie die gegenüberliegende Talseite, obwohl dieser Umstand photographisch nicht gut hervortritt.)*

men. Im Süden von Usmaitensee verliert sich das Tal allmählich. Die Strecke von Endenhof an wird vom Abfluss durchströmt.

Die morphologische Gestaltung des Tales ist die der sog. marginalen Schmelzwassertäler. Das Talprofil ist nämlich ein -förmiges. Der flache Boden ist teilweise durch eine „Talfüllung“ (Valley train) bedingt. Doch ist das Abauer-Tal besonders scharf und grossartig ausgebildet wie kein anderes derartiges in den Ostseeprovinzen. Das Felliner Tal kommt ihm doch streckenweise gleich. Seine Entstehungsart ist zum Teil dieselbe wie die des Fellinertales, nämlich es hat als Abflussrinne eines eisgedämmten Sees gedient.

Die Verzweigungen des Tales dort, wo es im SE von Tuckum anfängt, sind drei. Der östlichste Zweig hat den Charakter eines kleinen Durchbruchtales, das die lange Höhengschwelle, die diesen NW-SE laufenden Teil des grossen Tales südlich von Tuckum vor der grossen Mitauschen Tiefebene trennt, durchquert. Dieses Seitental ist eine ganz bescheidene Erosionsrinne, die am Gut Schlampen vorbei in westlicher Richtung zieht. Diese Rinne tritt doch in dem flachen welligen Land ziemlich markiert hervor, und repräsentiert ohne Zweifel einen wichtigeren Abflusspass eines einstigen grossen Eissees, der sich über das Mitauer Tiefland ausgebreitet hat. Ein anderer schmaler Zweig läuft aufwärts in der Fortsetzung des Haupttales bis Tilmanhof. Der letzte und westlichste Zweig geht an Spirgen vorbei gerade nach Süden, aber er verzweigt sich bald in kleine Arme, von denen ein langer schmaler gerade nach E geht und die früher genannte lange Scheideschwelle durchquert. Hier tritt also ein zweiter Durchbruch (Abzpfungspass) auf. Ein Teil dieser Rinne wird von einem kleinen See eingenommen.

Das Haupttal ist von Spirgen bis zur Gegend von Tuckum ziemlich flach. Der Boden ist breit und von Wiesen und Sümpfen eingenommen. Die Ostseite des Tals steigt nur sehr allmählich, ja es kommt sogar ein flaches paralleles Nebental vor, das sich gleich im S von Tuckum mit dem Haupttale vereinigt. Die Westseite dieses letzteren ist ziemlich hoch und markiert. Die Höhe des Talbodens ü. d. M. ist näher an Spirgen 46,5 m, im S von Tuckum 38,7 m.

Wo das Tal an Tuckum vorbei streicht, ist es sehr breit, und der Boden ganz flaches Wiesenland. Von ENE her mündet hier ein schmäleres Seitental ein, das an Tuckum vorbei zieht. Es ist ziemlich kurz, und einige Werst E von der Stadt hört es auf prägnanter zu sein und setzt sich nur in einem schmalen, wahrscheinlich viel jüngeren Erosionstal fort. Der grösste Teil dieses Tuckumer Tales wird von einem See eingenommen. Wo die Täler sich vereinigen, ist der Boden flach, und sie fließen unmerklich in einander zusammen. Zwischen Tuckum und Endenhof ist das Abauertal in hügeliges Moränenland eingesenkt. Die Talgehänge sind markiert. Näher an Endenhof ist das Talprofil jedoch ziemlich verflacht und von Süden her mündet ein langes streckenweise breites Seitental ein. Es wird vom oberen Abaufluss benutzt, bevor dieser das grosse Durchbruchtal aufsucht. Das Seitental erstreckt sich in ESE:licher Richtung gerade bis zur Gegend von Elisenhof, wo es breit und verflacht endet. Der Boden dieses Tales ist gleich wie der des Haupttales von Wiesen und Mooren eingenommen. Merkwürdigerweise verschmälert sich das Elisenhofer Tal mehr und mehr, je näher es zum Haupttal kommt. Dieser Umstand muss wahrscheinlich so gedeutet werden, dass das Tal anfänglich von einem von N nach S fliessenden Strom erodiert worden ist, also ein typisches Schmelzwassertal repräsentiert und erst später mit dem Haupttal vereinigt wurde. Das Tal wird von ziemlich coupierten Moränengeländen umgeben. Um zum Haupttale zurückzukommen, ist es in der Nähe des Gutes Puren bedeutend verschmälert und geschärft. Die Kurve gegen N bei Aisupei ist doch wieder offen und besonders auf der Nordseite steigt das Land ohne schärfere Gehänge. Der Abaufluss hat bis hierher, von dem Austritte aus dem Elisenhofer Tal, sich über den flachen Talboden ohne eine tiefere Erosionsfurche gewunden. Das ist ein Zeichen dafür, dass lose Ackumulationen auf dieser Strecke den Boden nicht einnehmen. Bei Aisupei aber senkt sich der Fluss in eine besondere Erosionsrinne, die bei Candau doch wieder verschwindet. An dieser letzten Stelle ist das Talprofil sehr markiert mit jähem, von Geschiebemergel bedeckten Talseiten. Diese sind nicht viel von Erosionsrinnen zernagt.

Das Land sidenwärts vom Tale ist eben und teilweise bewaldet. Bei Zabeln ist das Tal am grossartigsten entwickelt und ist bis zu einer Tiefe von c. 30 m in das Moränenplateau eingesenkt. Mehrere kurze Erosionstäler durchschneiden hier die Gehänge. Der Abaufluss windet sich in einer ausgeprägten Stromrinne, die in einer Bodenfüllung aus Heidesand (Valley train) eingegraben ist. Vom Knie bei Swente westwärts wird das Talprofil einwenig verflacht, aber ist eine längere Strecke doch fortwährend stattlich ausgebildet. Die Talfüllung ist immer ziemlich bedeutend. Bei Rönne ist das Tal schon bedeutend verflacht, aber die Füllung kommt in der Form von ausgeprägten Flussterrassen gut zum Vorschein. Hier bestehen die Talgehänge jedoch oben aus Geschiebemergel.

Von dieser Gegend an nach Westen wird das Moränenland plötzlich in Heiden umgewandelt. Der Talzug hört eben hier schliesslich auf, und nur eine Erosionsfurche des Abauflusses selbst bildet die Fortsetzung. Diese Furche reicht bis zum Zusammenfluss mit dem Windauflusse bei Abaushof und ist tief in ein Plateauland aus Heidesand eingegraben. Sie empfängt mehrere Seitentäler, die auch tiefe Furchen sind. Weil diese Heidelandschaft ursprünglich eine ebene Oberfläche besitzt und der Mündung des grossen Durchbruchtales vorgelagert ist, kann es nicht Zweifel unterliegen, dass diese Sandmassen eine alte Deltabildung des Tales selbst sind, die durch die postglaziale Landhebung hoch über den gegenwärtigen Meeresspiegel gehoben wurden. Je höher das Land sich gehoben hat, desto mehr hat der Abaufluss seine Furche vertieft. Das Verhältnis der Deltaebene zur marinen Grenze ist das, dass sie zum Teil supramarin, zum Teil submarin gewesen sein muss. Nach Süden geht dieses Delta ohne Unterbrechung in ein gleiches spätglaziales Delta des Windauflusses über, worauf wir noch später kommen werden. Nach Norden wieder ist das alte Abauer Delta eng mit den glazifluvialen Heidelandschaften der Gegend von Usmitensee verbunden.

Nach meiner Auffassung ist das Abauer-Durchbruchtal in spätglazialer Zeit, während der Eisrand über den Randbildungen zwischen Talsen und Tuckum lag, entstanden. Das Tal hat wohl in

erster Reihe die Rolle als Sammelkanal aller Schmelzwasserbäche, die dem Eisrande im N entströmten, gespielt, aber es hat doch gleichzeitig als Abzpfungsrinne des grossen Mitauer Eissees gedient. Dadurch wird auch die streckenweise bedeutende Talfüllung, sowie das mächtige Delta erklärt.

Die Kameslandschaft von Tuckum reicht ostwärts bis zur Nähe des Kangersees. Gegen die Mitauer Tiefebene wird sie teilweise durch einen langen schmalen NE—SW streichenden See, Walgumsee geschieden. Dieser See wird übrigens von Heidesandmarken umgeben, und liegt in diesen ziemlich tief eingesenkt. Die Mittelhöhe des Sandes ist c. 38 m ü. d. M. Die Oberfläche ist plateauartig. Es scheint mir, als wäre dieser Sandboden der Rest einer Deltaebene, die dem Rand der Kameslandschaft vorgelagert war. Dieses Delta wäre dann subaquatisch in dem Mitau eissee (Randterrasse) abgesetzt worden. Die Seerinne wäre dann vielleicht so zu erklären, dass Eispartien vor die Eiskante geraten waren und ringsum mit Sand eingebettet wurden. Die Abdachung der Sandebene gegen NE (gegen das Meer) ist terrassiert, und befindet sich die höchste der Terrassen c. 17 m ü. d. M. Dieses Niveau repräsentiert wahrscheinlich die marine ¹⁾ Grenze. Der schmale See ist dabei eine Meeresbucht gewesen, und den Strandseiten entlang sieht man dasselbe Niveau als eine deutliche Terrasse markiert. Nach dem Mitau Becken zu verliert sich das Sandplateau allmählich.

Der kleine Schlockebeck, der von Tuckumer See kommt und in den Walgumsee einmündet, fliesst in seinem unteren Lauf zwischen Steilufern von devonischem Kalkstein. Das Gefälle ist hier ziemlich stark. Ein sonderbares Ereignis ist von dieser Stelle von Doss ²⁾ beschrieben worden. Während einer Stauung durch Eismassen floss das Wasser eine kurze Zeit ausserhalb des Strombettes

¹⁾ Müsste eig. „Eissee“ (-grenze) sein. Diese Zusammensetzung wird jedoch meistens nicht benutzt, um nicht Irrtümer zu veranlassen. (Vergl. Mitauer Eissee.)

²⁾ B. Doss, Über einen bemerkenswerten Fall von Erosion durch Stauhochwasser bei Schmarden in Kurland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902. Bd. 54.

über die Oberfläche des Devonkalksteins, wobei an einem Abhange rückwärtsschreitende Erosion in der Zweigrinne hervorgerufen wurde. Das Resultat dieser war, dass merkwürdig schnell ein Cañontal entstand. Nachdem die Hindernisse im Hauptstrom entfernt waren, hörte diese Erosion auf.

Der lange Höhenrücken, der von Tuckum aus gegen SE sich erstreckt, und die obere Strecke des langen Talzugs, der hier als das Abauer Durchbruchtal bezeichnet worden ist, von der Mitauer Ebene abtrennt, ist mit der Kameslandschaft im N orographisch nicht verbunden. Der Tuckumer See (eig. das Tal von Tuckum), sowie seine Fortsetzung gegen ENE bis zur Gegend von Schlockenbeck schneidet den Zusammenhang ab. Hier befindet sich also gleich wie weiter südwärts ein Durchbruch durch den Rücken. Die Topographie des Rückens ist übrigens ziemlich flach mit Ausnahme der östlichen Abdachung, die erstaunenswert schroff gegen die Tiefebene abfällt. Der Wall hat beim Gute Durben E von Tuckum seinen Anfang und zieht von dort in SE:licher und SSE:licher Richtung bis zur Nähe des Gutes Schlampen, wo er sich verliert. Die Höhendifferenz zwischen Fuss und oberer Kante des Abhanges ist bei Eckendorf c. 25 m. Kurze Erosionsrinnen durchschneiden hie und da den Abhang. Die Fusslinie dieses letzteren befindet sich die ganze Strecke c. 42,5 m ü. d. M. Obgleich sich dieses Niveau hoch über der marinen Grenze befindet (der Betrag dieser letzteren kann hier als = c. 16 m angesehen werden), hat der Wall doch deutlich die Gestaltung einer Brandungsterrasse. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Fusslinie das alte Stauniveau eines grossen Eissees, der sich über die Mitauer Tiefebene erstreckt hat, repräsentiert. Diese Auffassung wird auch dadurch kräftig unterstützt, dass die Passhöhe der Durchbruchrinnen (bei Tuckum und Schlampen) sich beinahe in diesem Niveau (ein wenig unter) befinden. Und beide diese Rinnen führen wie oben geschildert ist, zum grossen Abauer Durchbruchtal herüber. Der Boden dieses Tales befindet sich wie gesagt c. 38 m ü. d. M. also mehr als 4 m unter dem Niveau des Eissees, wodurch eine Abzapfung des Sees nach Westen durch das grosse nordkurische Durchbruchtal einst stattgefunden haben muss.

Der Boden der Abflusssrinne bei Tuckum liegt etwas unterhalb Durben zwischen c. 42 und 38 m ü. d. M. Die Oberfläche des Talbodens ist hier doch die einer Talfüllung, und das Flüsschen, das dem Tuckumer See zuströmt, hat in dieser Füllung eine Erosionsfurche ausgegraben. Das Material, das den Höhenrücken zwischen Tuckum und Schlampen aufbaut, scheint teilweise ordinärer Geschiebemergel von rotbrauner Farbe, teils glazifluviale geschichtete Sand und Grande zu sein. Kristalline erratische Blöcke sind ziemlich allgemein umhergestreut.

Unterhalb der grossen Eisse-Terrasse zwischen Durben und Schlampen fängt nicht gleich die niedrige, sumpfige Mitauer Ebene an. Es ziehen sich dort zwei Vorstufen vor der Fusslinie hin, die Moore aufgestaut haben. Die äussere Fusslinie der niederen Stufe markiert wahrscheinlich die „marine“ Grenze. Ihre Höhe ist im N c. 17 m, fällt aber ziemlich schnell gegen Süden, so dass sie E von Schlampen c. 13 m ausmacht. Das Land, das sich E von hier erstreckt, ist die mehrmals erwähnte Mitauer Tiefebene, die in dieser Gegend nur in Dünenkämmen die Höhenlinie von 9 m übersteigt. Sie ist von unübersehbaren Mooren und magerem Heidelande eingenommen sowie oft ganz ohne menschlichen Ansiedelungen, ein eklatantes Zeichen dafür, dass sie einst Meeresboden gewesen ist.

Das weite hügelige Land, das sich zwischen Tuckum und Godingen erstreckt und südwärts etwa bis zur Gegend von Frauenberg reicht, besitzt nicht ganz klare morphologisch-strukturelle Züge. Charakteristisch sind doch besonders für die mittleren Landschaften dieses Gebietes die zahlreichen tiefen Erosionstäler, die ein wahres Netzwerk bilden. Im Allgemeinen ist das Land hochgelegen. Näher am Windaufusse tritt jedoch niedrigeres Gelände auf.

Die Gegend c. 1 Meile SSW von Zabeln ist auffälligerweise in der Richtung NW—SE gefurcht. Die Landrücken sind aber niedrig und ganz klein, eine ziemlich undeutliche Drumlinformation bil-

dend. Das Bild des Parallelismus wird dazu noch durch Schmelzwasser-erosionsrinnen etwas verwischt.

Zwischen dem weitverzweigten Flussnetze im E und dem offenen Windautale bei Goldingen im W erstreckt sich eine Landschaft, die ziemlich rasch in Stufen gegen den Windauffluss abfällt. Diese Stufen laufen gerade von N nach S. Ob diese Terrainabfälle wirklich durch das Relief des präquartären Untergrundes bedingt sind, oder ob sie nur in den losen Quartärmassen ausgebildet sind, ist nicht erforscht worden. Es ist zu bemerken, dass jeder Stufe entlang sich eine Senke erstreckt, die von Sümpfen erfüllt ist. An der Stelle dieser Sümpfe sind offenbar einst Seen gewesen, die nach Westen zum Windaufflusse abdräniert wurden. Denn vom Fuss der obersten Stufe erstreckt sich eine tiefe Erosionsfurche nach WNW mit raschem Fall dem Windautale zu. Diese Furche empfängt von jeder der moorerfüllten Senken eine Seitenfurche. Jetzt windet sich ein ganz bescheidenes Flüsschen durch dieses tief eingegrabene Tal. Dass die Abdachung, durch welche dieses schneidet, einen starken Fall hat (Höhendiff. zw. einer oberen und unteren Stelle = c. 47 m auf einer Strecke von c. 13 Werst), beweisen die zahllosen kleinen Rinnen und Senken, die sich in der Abdachungsrichtung E—W erstrecken und wodurch die Oberfläche ganz wie mit einem Kamm gekratzt erscheint.

Die Windauer Talebene südlich von Goldingen wird im E durch dem oben geschilderten Landfall, gegen W aber noch schärfer durch einen hohen Rücken, der westkurischen Landschwelle, der sich N—S erstreckt, abgegrenzt. Die Talebene verläuft hauptsächlich auf der östlichen Seite des Flusses weit nach Süden, und ein bestimmtes Ende in dieser Richtung hat sie nicht. Sie fließt unmerklich mit dem Flachlande des nördlichen Kownoschen Gouvernements zusammen. In dieser Talebene, die meistens aus bewaldetem Sandboden besteht, ist die postglaziale Erosionsfurche des Windaufflusses tief, nicht nur durch die quartären Ablagerungen hindurch, sondern auch in den unterliegenden Felsengrund, eingegraben. Dieses Strombett im mitteldevonischen Kalkstein reicht von der Stadt Goldingen (ein wenig unterhalb der Brücke) weit hinauf. 8 Werst von der Stadt

ist eine tiefe Furche im Felsenboden und wo die Frauenburgsche Landstrasse das kleine Seitenflüsschen Eden überquert, zeigt sich ein Erosionsprofil im Kalkstein mehrere Meter tief, ein Zeichen dafür, dass der Hauptfluss ebenso im Kalkstein eingesenkt ist. Nach KUPFFER (1911) kommt schon bei Niegranden Kalkstein im Strombett zum Vorschein. Der Lauf des Flusses ist auf der ganzen Strecke durch Kurland bis Goldingen schnell und bei Goldingen kommt ein Wasserfall „der Rummel“ vor. Der Rand der Quartärdecke biegt streckenweise, besonders wo der Fluss mäandert, ziemlich weit zur Seite ab, eine niedrige Talterrasse bildend, die aus Kalkstein mit aufgelagertem Flusssand besteht. Der Fluss hat hierbei offenbar, bevor er sich im Kalkstein eingesägt hatte, in der Quartärmasse auf der „devonischen“ Oberfläche mäandert, diese reinspülend.

N von Goldingen fließt die Windau nicht mehr durch Moränen und Kalksteinfels, sondern durch mächtige lose Massen von geschichtetem Sand. Diese tiefe Furche reicht bis zur Nähe des Gutes Schleck, wo niedriges Land plötzlich einsetzt und ganz bis zur Stadt Windau reicht. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Sandmassen alte gehobene Deltabildungen des Windauflasses repräsentieren. Alle Seitenflüsschen, die dem Hauptfluss zuströmen, sind gleich tief eingesenkt. Die zwischenliegenden Sandmarken tragen Plateaucharakter. Eine „tote“, verlassene Stromrinne, deren Boden teilweise mit Seen bedeckt ist, geht am Gute Feegen vorbei als ein Richtweg zum grossen Bogen des jetzigen Laufes gegen N (wo der Fluss Abau aufnimmt). Diese Deltabildung kommt mit ihrer Oberfläche zum Teil im Niveau nahe dem höchsten Stande des spätglazialen Meeres, zum Teil liegt sie ein wenig über demselben. Das Delta hat einen ausgeprägten Distalabhang beim Gute Schleck. Spätere zurückgreifende Erosion hat diesen Abhang jedoch etwas verwischt. Nach Norden gehen die Deltamassen ohne Grenze in die Heidemarken von Ugalen über, nach NW in das früher geschilderte spätglaziale Delta des Abau-Durchbruchtales.

Gegen SW wird die Deltamasse ziemlich gut durch Moränengelände abgegrenzt. Sie hat ihr Apex bei Goldingen, und von dort

zieht sich die Grenze zwischen Geschiebemergelland und Heidesandmarken nahe an der Windau gegen WNW, um dann an dem früher beschriebenen verlassenen Strombett F e e g e n vorbei der Südseite zu folgen. Dann zieht sich der Moränenboden, mit markiertem Fall gegen N, nach Westen zu bis die SW—NE laufende hohe Brandungsterrasse der marinen Grenze entgegenkommt. N. von S w a l e n macht der Fall einen Bogen gegen S. Hier sind aber Deltamassen nicht mehr vorgelagert, sondern niedriges Flachland, weil eine Bucht aus dem Tieflande hier in das Sandplateau eindringt.

Obgleich die eigentlichen Deltamassen nach NW ihr Ende an einer Linie, die sich in der Fortsetzung der westkurischen marinen Grenze gegen NE erstreckt, haben, reicht doch der Heidesandboden ziemlich weit in das Flachland hinaus. Einige Werst SSW von P i l t e n beobachtete ich, eine wohl niedrige aber ganz deutliche Terrainstufe 8,5 m ü. d. M., die die ungefährliche Grenze zwischen Heidesand und Kulturboden bildet¹⁾.

Die Grenze zwischen den alten Deltasedimenten der Windau einerseits und den Moränengeländen südwärts andererseits bildet den Nordrand der bedeutenden westkurischen Landschwelle, die sich von der Windauschen Talebene südlich von Goldingen in E und der niedrigen Küstenebene in W erstreckt. Diese Landschwelle besitzt eine äusserst verwickelte Orographie, sie ist eine hochhügelige Landschaft, die eigentümlich gegen die ebenen Gelände im E und W kontrastiert, um so mehr als die Grenzen zwischen diesen Landschaften topographisch sehr markiert sind. Das Gefälle zur Windau-Talebene ist eine — streckenweise c. 47 — 64 m hohe Terrainstufe, die ziemlich gerade von Goldingen (die Stadt liegt am Fusse der Stufe) nach S sich erstreckt. Nach dem Meere zu wendet sich, der Küste parallel laufend, eine noch schärfer ausgestaltete Stufe, nämlich eine

¹⁾ Dieselbe Niveaulinie bildet auch weiter nordwestwärts diese Grenze und biegt sich E und N von der Stadt Windau in einen Bogen zur Küste, wodurch die Wälder auch hier die Küste erreichen. Es bleibt sonach das Land zwischen Piltten und Windau als eine kultivierte Niederung nach allen Innenseiten vom Walde, am Meere durch einen hohen Dünenwall umgeben.

c. 20 m hohe Brandungsstufe der marinen Grenze, die hier c. 26 m ü. d. M. liegt, und über lange Strecken verfolgt werden kann. Im Süden endet die Höhengschwelle nicht so plötzlich; ihr Ende kann aber ungefähr dorthin, wo die Libau-Murawjewo Bahnstrecke entgegen kommt, verlegt werden. Das Hügelland löst sich nämlich dort in eine flachere Dränierungstopographie auf.

Was die Nordgrenze dieser Höhengschwelle betrifft, ist sie topographisch nicht besonders gut markiert, wenn man sie mit der Nordgrenze der Moräne überhaupt gegen die Sandmassen identifiziert. Wohl aber begegnet man, wenn man südwärts von dieser Grenze fährt, einer hohen Landstufe, die sich WNW von Goldingen bis nördlich vom Gute Gross Iwanden erstreckt. Dort hört sie auf, indem hügeliges Land entgegen kommt. Der Nordrand dieses letzteren ist aber weiter nordwärts gut markiert (siehe oben). Diese zwischen Gross Iwanden und Goldingen gelegene Stufe biegt bei der Stadt scharf nach Süden um und findet dort ihre unmittelbare Fortsetzung in dem schon erwähnten hohen Stufenfalle gegen die Windauer Talebene. Über die Bodenarten und Oberflächenformen im nördlichen Teile dieser Landschwelle liegen folgende Beobachtungen vor.

Einige Werst von Goldingen westwärts besteht der Boden der Höhengschwelle aus rotem Lehmsande, der an der Oberfläche podsoliert ist. Steine kommen äusserst spärlich vor. Weiter nach SW kommt glazifluviales Material zum Vorschein. Grober Sand und Rollsteingrus in Wechsellagerung herrschen vor. Die Topographie ist hier undulierend. Gleiches Material wurde noch anderthalb Meilen von Goldingen in derselben Richtung wahrgenommen. In der Gegend vom Schloss Swalen herrscht eine Kameslandschaft vor, wo der Boden aus rotem Sande zu bestehen scheint. Eine halbe Meile W von Goldingen durchquert die Landstrasse eine noch schöner ausgestaltete Kameslandschaft, wo in den Aufschlüssen sich immer feiner roter Sand zeigt. Diese stark hügelige Landschaft liegt hart am Nordrande der grossen Landschwelle und kontrastiert nicht nur durch ihre

relative Höhe sondern auch durch ihre unruhige Oberflächenformen auffälligerweise gegen das Land gleich nördlich davon.

Im Osten von Alschwangen, ein Flecken, der eben am Westrande (marinen Grenze) der Landschwelle liegt, ist die Topographie sehr unruhig und trägt meistens einen wahren Kamescharakter. Dieser herrscht noch weiter SW-wärts oder bis zur Gegend von Ateinhof vor. Auch können gleiche unruhige Oberflächenformen beinahe quer über die ganze Schwelle bis zur Goldingenschen Kameslandschaft verfolgt werden. Der Zusammenhang wird nur durch einige kleinere flache Niederungen sowie durch schmalere tief einsetzende Täler gestört. In der Mitte der Schwelle und näher an Alschwangen besteht der Boden in den Hügeln überall aus braunem reichlich steinbemenntem Sand. Die Steine bestehen meistens aus kristallinen Gesteinsarten und zeigen abgerundete Formen von kleinen Dimensionen. Erratische Blöcke kommen im Allgemeinen in der Oberfläche *nicht* vor.

Die Erosionsrinnen, die das hügelige Land durchsetzen, sind zum Teil unzweifelhaft postglaziale Dränierungsfurchen atmosphärischen Wassers. So mündet zum Beispiel bei Alschwangen vom Osten her ein tiefes schluchtartiges Tal, das von einem Flüsschen durchströmt wird, und hört genau dort auf, wo die marine Grenze entgegen kommt. Dieses Tal empfängt mehrere kleinere Seitentäler und bildet hier bei Alschwangen ein hübsches Beispiel von supramariner Landskulptur gegen marines Flachland kontrastierend. Im Inneren der Landschwelle kommen jedoch Talzüge, die einen unzweifelhaften Charakter subglazialer Stromrinne, oder dergleichen, deren wir von der Frauenburgschen Gegend kennen lernen, vor. So zieht sich am Nordrande der Landschwelle, einige Werst W von Matern beginnend, eine mehrere Meilen lange Stromrinne gerade nach S bis zur Nähe des Gutes Jateinhof fort. Sie ist keineswegs eine konsequente, gleich breite Furche, sondern bildet wie ein aus vielen kleinen etwas langgestreckten Becken zusammengesetzte Perlenschnur, teilweise von Seen eingenommen. Die Schwellen, die die einzelnen Senken von einander trennen, sind wohl gewöhnlich niedrig.

Die Talgehänge bewirken aber durch eine sehr wechselnde Schärfe (auch Lücken), dass diese Rinne nicht so sehr zusammenhängend ist, wie sonst der Fall wäre. Sie kann doch deutlich in der sonst sehr unruhigen Topographie verfolgt werden. Eine andere Rinne gleicher Entstehungsart geht von der Mitte der Schwelle, von einer Stelle halbwegs gerade von Goldingen bis Alschwangen nach N, und dann in einem Bogen nach NW, am Gute Gross Iwanden vorbei. Diese Rinne wird auf einer Strecke von einem See eingenommen, und ist eben dort in dem sandigen Gelände tief eingesenkt. Eine SE:liche Fortsetzung hat diese Rinne in dem langen, schmalen „toten“ Tale, das am Gute Planezeen vorbei ganz bis zur Windauer Talebene herab verfolgt werden kann. Diese Furche durchschneidet ziemlich tief die hohe östliche Terrainstufe der Landschwelle N vom Gute Prinzenhof.

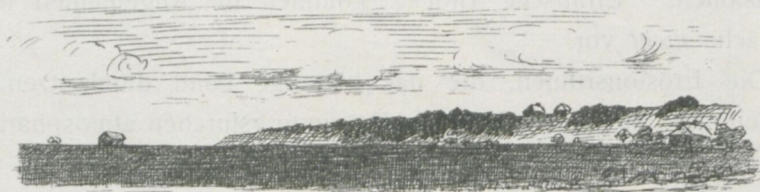


Fig. 27.

Die „marine“ Grenze bei Alschwangen als eine c. 25 m hohe Landstufe ausgebildet. (Das „submarine“ Land wird von der sumpfigen Wiese im Vordergrunde repräsentiert.) Gez. vom Verf.

Es ist schon oben hervorgehoben worden, dass die „marine“ Grenze in der Gestalt einer langen Brandungsstufe den Westrand der westkurischen Landschwelle bildet. Diese topographisch ausserordentlich ausgeprägte Stufe läuft von der Gegend einige Werst S von Alschwangen an diesen Ort vorbei nach NNE und NE bis zur Gegend von Pappusch. Dort endet sie mit einer scharfen hakenförmigen Umbiegung nach ESE. Die Fortsetzung kann doch weiter NE:wärts bis Kanen verfolgt werden. Die Höhendifferenz zwischen Fuss und] Kante der Stufe beträgt bei Alschwangen c. 25 m, weiter nordwärts bei Pappusch nur c. 13 m. Die Höhe der Fussli-

nie macht S von Alschwangen 21,5 m, bei Kutniki 25,5 m und bei Kanen c. 27,5 m aus. Bei Alschwangen hatte ich Gelegenheit die marine Grenze näher zu studieren (siehe die Abbildung 27). Die hohe Stufe besteht aus graubraunem Sand mit viel gerundeten Steinen, also nicht vom typischen Geschiebemergel. Der eigentliche Fuss wird von einer niedrigen Sandterrasse vorgelagert, die wahrscheinlich beim höchsten Stande des spätglazialen Meeres, subaquatisch gebildet wurde (von dem Abhang niedergeschwemmtes Material). Diese Stufe fällt dann langsam bis zur marinen Niederung ab, die von feinen geschichteten grauen Sanden aufgebaut ist. Ihre Oberfläche wird von feuchtem Wiesenland, näher an der Küste vom Walde eingenommen. Dieses Flachland besitzt überall eine plane Konfiguration, abgesehen von den Dünenakkumulationen der Küste. Bei Alschwangen tritt in dem supramarinen Lande Erosionsskulptur — wie oben schon hervorgehoben wurde — entgegen. Sonst ist der Wall ziemlich wenig von Furchen zernagt. Südlich von Alschwangen verschwindet die Brandungsstufe plötzlich und fehlt auf einer langen Strecke, bis sie näher an Libau wieder auftritt. Statt ihrer tritt auf dieser Zwischenstrecke sandiges flachwelliges Gelände, das allmählich zum Meer abdacht, auf.

Zwischen Goldingen und Hasenpot fährt man die ganze Strecke durch hügeliges Moränenland. Von Goldingen bis zum See Wilgalen reicht der höchste Teil der mehrmals erwähnten Landschwelle. Dann kommt niedrigeres und mehr flachwelliges Land, ohne jedoch sandiger zu werden. Der Boden besteht überall aus braunem Geschiebemergel, worin die Steine in gleicher Menge aus Kalksteinen und kristallinen Gesteinsarten bestehen. Ostwärts von Hasenpot steigt das Land allmählich bis zum grossen Abfall gegen die Windauer Talebene, der ununterbrochen von Goldingen südwärts hier vorbei bis zur Gegend von Brinkenhof reicht. Die Ostseite der westkurischen Landschwelle ist sonach viel länger und prägnanter ausgestaltet als die Westseite, (die Terrasse) die südlich von Alschwangen ganz fehlt, weil hier eine grosse Flachlandsbucht vom W her eindringt. Der Ostabfall E von Hasenpot ist in sonderbarer Weise

von zahlreichen kleinen Erosionsrinnen so zernagt, als wäre er wie mit einem Messer aufgefasert. In der Nähe von Brinkenhof fehlen diese Rinnen, hier aber treten tief eingegrabene gewundene und meist trockene Täler auf, die von oben her kommend in die Talebene ausmünden und wahrscheinlich ehemalige Schmelzwasserrinnen darstellen.

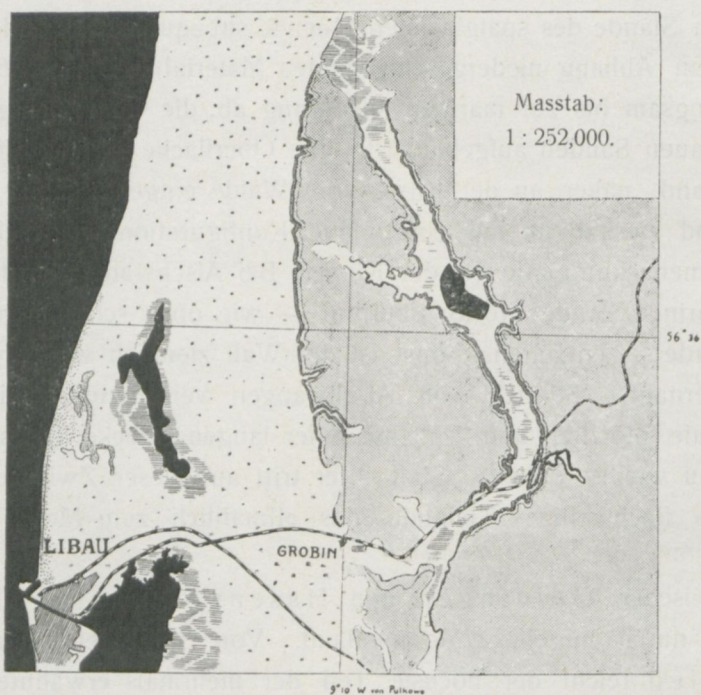


Fig. 28.

Das Grobiner Schmelzwassertal in den beiden Enden von der spätglazialen Abrasion abgeschnitten.

Südlich von Hasenpot breitet sich eine schöne Moränenhügellandschaft weit aus. Sie nimmt den ganzen südlichen Teil der Landschwelle ein und wird im Westen ganz wie der nördliche Teil von der marinen Brandungsstufe begrenzt. Besonders zwischen Brinkenhof und Prekuln sind die Oberflächenformen der Moränenhügellandschaft sehr typisch ausgestaltet mit schnellem Wechsel von runden Hügeln und tiefen Talkesseln, die oft mit Seen erfüllt sind.

Weiter westwärts näher an Grobin sind auch hügelige Moränenformen, aber hier ist der Landschaftscharakter jedoch flacher. Merkwürdig ist, dass diese orographisch sehr unruhige Landschaft von mehreren breiten mit flachen Boden und trägen Windungen versehenen grossen Tälern ausgestattet ist. Der westlichste von diesen erstreckt sich bis nahe zur marinen Grenze von der Nähe des Gutes Wirginalen im N von Grobin, südwärts eine grosse Krümmung gegen E machend. Das Tal hat seine beiden Enden dicht an der marinen Grenze, oder man kann sagen — was auch in der Wirklichkeit der Fall sei — dass die marine Grenze das Tal in den beiden Enden *abschneidet*. Das Profil des Tals ist ziemlich offen mit breitem flachem Boden, der von sumpfigem Wiesenland eingenommen wird. Die Talseiten sind jedoch, besonders näher an Grobin, ziemlich steil in dem Moränenland ausgestaltet. Kurze Erosionsfurchen haben das Gehänge teilweise zernagt. Die ganze Ausgestaltung spricht dafür, dass wir hier ein typisches Randstromtal vor uns haben, welches in das Moränenmaterial eingegraben worden ist. Das Verhältnis, dass die marine Grenze das Tal in den beiden Enden abschneidet, ist insofern sehr interessant, weil hierdurch offenbar werden dürfte, dass das Randstromtal früher ausgestaltet wurde, als die marine spätglaziale Abrasion ihren höchsten Betrag (höchste Grenze) erreicht hatte. Dass das Tal extramarginal, im eisfreien Lande erodiert wurde, wird dabei vorausgesetzt.

Bevor wir weiter gehen, wollen wir unsere Aufmerksamkeit der marinen Grenze zuwenden. Wie gesagt zieht sie sich als eine Brandungsterrasse in beinahe N—S Richtung und markiert dabei die Westgrenze der südwestkurischen Endmoränenlandschaft. Sie kann von der Stadt Grobin aus einen schwachen Bogen westwärts machend nach N bis in die Nähe des Gutes Wirginalen verfolgt werden. Dann verliert sie sich weiter NE-wärts in flachwelligem Gelände. Der Höhenunterschied zwischen Fuss und oberer Kante ist — wo die Stufe am schönsten ausgebildet ist — c. 20 m. Die Höhe der Fusslinie ü. d. M. beträgt c. 17 m. Der Gegensatz zwischen dem hügeligen, supramarin gelegenen Moränenland und der flachen sumpfigen Abra-

sionsebene ist sehr auffallend. Eine besonders deutlich ausgebildete Landskulptur fehlt jedoch meistens.

Hinsichtlich der losen Bodenarten dieser Gegend habe ich folgende Beobachtungen gemacht: In der Stufe der marinen Grenze sieht man gewöhnlich nur braunen Sand mit Steinen gemengt. Hier und da kommt doch rotbrauner Geschiebemergel zum Vorschein. Die Abrasionsebene scheint aus feinem gelagerten Sand aufgebaut zu sein. Näher an Wirginalen herrscht in der Terrainstufe Sandboden vor. Die Küstenebene wird von Wiesenland und niedrigem Wald eingenommen, das supramarine Moränenland dagegen ist von Äckern überkleidet. Die Talgehänge des Grobner Randstromtales bestehen vorwiegend aus rotem Geschiebemergel, der besonders in tiefen Bachrinnen zum Vorschein kommt. Glazifluviales Material tritt jedoch auch in den Gehängen auf und ist dann als lokal von den Gletscherbächen ausgewaschener und sortierter Geschiebemergel anzusehen. Aufschlüsse im Boden des Tales zeigen unter einer ziemlich mächtigen Torfschicht Sand.

Etwas im Osten vom Grobner Tal erstreckt sich ein viel längeres Randstromtal, grosse Krümmungen beschreibend. Es ist das Durbensche Tal, das in seiner ganzen Länge mit breitem Talprofil sehr hügeliges Moränenland tief durchsetzt. Seine nördliche gegen östliche Ende befindet sich c. 1 Meile südwärts von Hasenpot beim Gute Schroken. Das Talende hat die Gestalt eines sackförmigen, sog. blinden Tals, indem es tief in ein hügeliges Terrain eingesenkt ist. Von hier zieht sich das Tal gerade nach W bis zum Gute Rawen, und hier wird seine Breite (nach einer beträchtlichen Verengung bei Altenburg) bedeutend vermehrt, wobei das Talprofil auch offener wird. Hier macht das Tal auch eine scharfe Krümmung gegen S und zieht sich nun mit sehr konstanter Breite am Gute Durben vorbei, dreht sich in einem grossen Bogen gegen E und dann in einem gleichen gegen W, immer dieselbe Breite wie bei Durben beihaltend. Beim Gute Poplacken verschmälert sich das Tal, geht gerade nach Süden und verliert sich dann in ein flaches Land beim Gute Kaleten. N von Durben wird der sonst sehr

flache Boden von einem See dem Durbenschen See eingenommen. Die Talgehänge sind mit Ausnahme der Krümmungsperipherieen sehr markiert, streckenweise sogar mit steilem Abfall. Eine grosse Anzahl von kleinen rezenten Erosionsfurchen hat die Gehänge zernagt, ohne doch ihren Zusammenhang zu stören. Die Deltabildungen dieses Tals sind wohl in dem ebenen Lande zu suchen, das sich vor der Mündung, N von Schkudy, ausbreitet. Leider kenne ich diese Gegend durch eigene Anwesenheit nicht, aber nach der Karte zu urteilen liegt hier flaches Land, dessen Boden von mehreren rezenten Erosionsfurchen durchschnitten ist, vor. Im Gegensatz zum Moränenland ist diese Gegend sehr wenig kultiviert, aber waldbewachsen, ein Zeichen dafür, dass hier Heidesand (Deltasand) vorkommt. Ihre Oberfläche liegt oberhalb der marinen Grenze.

Noch ein drittes Randstromtal ist vom südlichen Kurland zu erwähnen, nämlich das Prekulntal. Es ist im Vergleich mit dem vorigen sehr unbedeutend, indem es sich vom Gute Prekuln mit einer Krümmung nach E südwärts nur einige Werst erstreckt und beim Gute Trecken endet. Das Tal hat jedoch trotz seiner kurzen Erstreckung, genau das Aussehen der ordinären Randstromtäler mit flachem breiten Boden und ziemlich steilen Talgehängen. Moore und Wiesenland nehmen den Boden ein, während die Seiten aus losem Materiale bestehen. Ein sehr unruhig gestaltetes Endmoränenland fängt, gleich im E von Prekuln an, sich auszubreiten (siehe oben). Das Tal führt südwärts zu einer grösseren Talerweiterung ab, die sich in E—W:licher Richtung erstreckt sowie eine direkte östliche Verschmälerung der Deltaebene des Durbenschen Tal ausmacht, und wahrscheinlich als ein Sammel-Talzug aller Schmelzwässer, die einst vom Eisrande im N her entströmten, gedient hat.

Betreffs der losen Bodenarten dieser Gegenden liegen einige Beobachtungen vor. Zwischen Libau und Pleike sieht man der Bahn entlang nur Sand, meistens ebene Oberflächenformen bildend. Nahe der Station Gawesen (auf derselben Strecke) befindet sich eine grosse Kiesgrube in Sandboden angelegt. Die Profile zeigen geschichteten Sand und Grand. Weil die Gegend sehr flach ist und

über der marinen Grenze liegt, sind diese Sandebenen ohne Zweifel als glazifluviale „Sandur“ d. h. Schmelzwasser-Deltaanschwemmungen der höher ausmündenden Randstromtäler zu deuten. Einige Werst südlich von der Station Prekuln ist eine Kiesgrube oben im Talgehänge des vorbei streichenden Randstromtales (siehe oben). Das Material ist hier glazifluvialer Sand und Grus bis zu grosser Mächtigkeit. Schräge Schichtungen der Sandlager herrschen vor. Nordische Blöcke kommen zahlreich vor. Etwas nördlicher, aber gleich im W von derselben Eisenbahnstation, sieht man in einer tiefen Bachravine, die sich in das Gehänge des Randstromtales hineingesägt hat, nur steinarmen Geschiebemergel von brauner Farbe. In den Gegenden NE von Prekuln, wo die Hügel gleichfalls aus Geschiebemergel bestehen, sind die Niederungen von feinem grauen Sand (mit Torf- und Humusboden überdeckt) eingenommen. Ein gleicher feiner Sand kommt auch im Boden des hiesigen Randstromtales vor.

Wie gesagt wurde, breiten sich an der Libauschen Bahn zwischen der Küste und der Gegend von Pleike grosse Sandebenen aus. Diese bilden hier eine tiefere Bucht der eigentlichen Küstenebene nach E in das Moränengelände hinein. Südlich von dem hügeligen Vorsprung der Gegend von Ober Bartau erstreckt sich eine gleiche Bucht von der Küste ostwärts, wahrscheinlich auch aus Heidesandebenen bestehend. Obgleich die Einbuchtungen beide über der marinen Grenze liegen, gehen ihre Ebenen ohne jede Grenzlinie in die Abrasionsebene der Küste über. Diese Küstenebene ist in der Gegend von Libau sehr niedrig und sumpfig, und die tiefste Stelle wird von dem grossen Libauschen See eingenommen. Dieser repräsentiert ohne Zweifel einen Haffbildung gleich wie die deutschen Häffe weiter südwärts. Der See wird von einer Dünenkette gegen das Meer vorgelagert, und auf diesem schmalen Landarm liegt die Stadt Libau. Der Dünenzug, der an dem See ziemlich niedrig ist, wächst weiter südwärts bedeutend an und ist westlich von Nieder Bartau von sehr grossen Dimensionen. In der Gegend von Pansensee verschmälert sich die Strandebene beträchtlich gleichzeitig mit dem Herandringen des hügeligen supramarinen Landes zur Küste.

Eine schwächere Abrasionsterrasse, deren Fuss c. 13 m ü. d. M. gelegen ist, erstreckt sich E von Papensee. In dem supramarinen Lande dieser Gegend windet sich ein langes Tal, das von den ebenen Sandflächen SW von Ober Bartau kommt, und südwärts in die Küstenniederung ausmündet. Das Tal besitzt einen Durchbruchcharakter wenigstens in der gegenwärtigen Topographie. Es hat das mehrmals beschriebene Aussehen eines Randstromtals, und kein Zweifel herrscht, dass wir hier ein solches vor uns haben, obwohl es jetzt zum grössten Teil von einem Flösschen belebt wird. Ein anderes langes Schmelzwassertal wird auch, der topogr. Karte nach, weiter südwärts angetroffen, und ist seine Richtung beinahe parallel zu der der Küste. Die marine Grenze scheint hier nicht ausgebildet zu sein.

Wir haben oben (Seite 158 u. f.) die Oberflächengestaltung der mittelkurischen Landschwelle — der Schwelle zwischen der Windauer Talebene in W und der Mitauer Tiefebene in E — etwas näher untersucht. Dabei ist jedoch dem Südrand dieser Schwelle noch keine Aufmerksamkeit gewidmet. Dieser Südrand ist ein von der übrigen Schwelle verschiedenes orographisches Element, indem hier ein breiter Gürtel von Endmoränenackumulationen in einem grossen Bogen nach Süden sich erstreckt. Nach dem Innern der Landschwelle zu geht dieser Gürtel ohne bestimmte Grenze in flacheres Land über. Anders dagegen nach Süden. Dort wird der Gürtel durch einen ausgesprochenen Stufenfall gegen niedrige flache Gelände abgeschieden. Am schönsten entwickelt ist die Endmoränenlandschaft SW von Dobeln. Hier treten sehr charakteristische „buckelige“ Formen auf, und infolge der vielen geschlossenen Talsenkungen ist die Gegend relativ seenreich. N von Schloss Alt-Autz ist die Oberflächengestaltung auch sehr typisch ausgebildet. Der Boden besteht hier überall aus braunem Geschiebemergel. Bemerkt sei noch, dass der Schmelzwasserrinnenzug von Frauenburg an der Alt-Autz'schen Endmoränenlandschaft ausmündet.

Das Gelände westwärts von diesem Moränenland ist flach aber in einer grossen Anzahl paralleler Rücken ausgestaltet. Die Richtung dieser Rücken ist NW—SE. Obwohl diese Rücken sehr flach sind,

können sie doch als drumloide Bildungen angesehen werden, die die Bewegungsrichtung des letzten Landeises zeigen.

Das flache Land, das sich südwärts von der Dobeln-Autz'schen Endmoränenlandschaft ausbreitet, zeigt auch einen Parallelismus in der orographischen Gestaltung (Doss 1911).

Die Gouvernements Pskow und Witebsk.

Die Gegend von Pskow scheint in quartärgeologischer Hinsicht viel Interessantes darzubieten. Ich habe leider nicht Zeit gehabt alle Verhältnisse genauer zu untersuchen. Folgende Beobachtungen mögen hier angeführt werden.

Der Fluss Welikaja strömt von Ostrow bis zur Mündung in Pskowskoje osero in ein tiefes, steilwandiges Erosionstal, im devonischen Kalksteinplateau eingesenkt. Auf der Strecke von Pskow abwärts nimmt das Erosionstal mehrere gleich tief eingesenkte, jetzt trockene Seitentäler auf. Ihr Boden ist eben, ihre Gehänge steilwandig und sie hören Landeinwärts oft mit einem sackförmigen Ende auf. Der Boden ist in diesem mit erratischen Blöcken förmlich übersät. Die Talsohle liegt am gewöhnlichsten auf etwas höherem Niveau als der Flusspiegel, zuweilen kommt auch eine Mündungsbarre vor. Pskow gegenüber mündet beim Eisenbahnübergang im Haupttal ein kleineres Tal, dessen Boden mehrere Meter über dem Flusspiegel liegt. Dieses Tal ist auch trocken.

Der Welikajafluss transportiert nicht unansehnliche Mengen von Sand, der sich besonders in den Serpentinwindungen zu Strombänken anhäuft. Das Delta des Flusses in Pskowskoje osero ist ziemlich grossartig ausgebildet mit zahlreichen Mündungszweigen zwischen flachen wiesenbedeckten Sandinseln.

Das Plateauland von Pskow, das vom Fluss Welikaja durchschnitten wird, ist, wie gesagt, von mitteldevonischen Kalkstein aufgebaut. Die Oberfläche dieses ist mit einer nur dünnen Decke von Quartärbildungen bedeckt. Diese bestehen meistens aus braunem, steinreichen Geschiebemergel. Grosse kristalline erratische Blöcke

kommen auch vor. In den Erosionsprofilen der Welikaja sieht man eine kaum fussdicke Schicht von Geschiebemergel. Weiter nördlich von Pskow wird der Boden mehr undulierend und die Quartärmasen nehmen an Mächtigkeit zu. Westlich von der Stadt, der Strasse nach Isborsk entlang, beobachtete ich zuerst flache Hügel, die im Durchschnitt feinen geschichteten Sand (teilweise mit Stromschichtung), zeigen. Weiter nach Isborsk verflacht sich die Oberfläche aber so, dass tischglatte Ebenen sich einstellen. Diese sind ganz unbewaldet und zeigen im Süden offenen Horizont. Der Boden besteht auch hier aus Sand.

Während einer Exkursion nach Süden von Pskow beobachtete ich nur Sandboden. Näher an der Stadt zeigt dieser eine ganz ebene Oberfläche wo aber der Fluss Tscherecha entgegenkommt, stellt sich ein ziemlich tiefes Erosionstal ein, in dessen Gehängen kein Kalkstein, sondern nur Sand zum Vorschein kommt. Unten am Strombett sieht man die Flussebene aus geschichtetem Sand bestehend. Die Umgebung der Tscherecha hat mehrere Dünenhögel aufzuweisen. Noch einige Werst weiter südwärts geht die Landstrasse in ein im Sandboden tief eingesenktes Tal über, die mindestens in der Hochsommerzeit trocken war. Dünen kommen hier auch vor.

Weiter nach Ostrow zu wird die Landschaft flach undulierender und der Sandboden scheint überall zu herrschen, ist aber auf grossen Flächen versumpft. Auf den flachen Högel liegen die Dörfer.

Von Pskow, der Rybinsk-Bahn entlang, sieht man näher an der erstgenannten Stadt eine undulierende Landschaft, deren Hügel aus sandigem Material zu bestehen scheinen. In der Nähe des Dorfes Gorpjewo befindet sich ein grösseres Eisenbahndurchschnitt. Die Profile zeigen nur feinen kiesigen Sand, geschichtet und mit nordischen Blöcken gespickt. Zahlreiche solche liegen auch auf dem Boden des Durchschnittes herum.

Die Gegend von Isborsk zeigt einige sehr merkwürdige orographische Züge. Diese treten besonders unvermittelt auf, wenn man von Pskow her kommt. Auf der grössten Teil der Zwischenstrecke zwischen Pskow und Isborsk geht die Fahrt, wie gesagt, durch ganz

ebenes Land besonders nach Süden von unübersehbarer Weite. Als man der Chaussé entlang sich Isborsk nähert, öffnet sich plötzlich ein tiefes Tal, das sich nordwärts erstreckt, bei Isborsk aber eine blinde Ende hat. Die Talgehänge sind mit grossen erratischen Blöcken förmlich übersät. Dieses Tal ist „tot“, nur ein kleiner See kommt weiter nordwärts im Talboden vor. Die Gehänge sind meistens steil, besonders an der Burgruine von Isborsk, sind aber deutlich terrassiert. Das Tal mündet nordwärts in einen grossen Talzug, den die Pskow-Walksche Bahnstrecke folgt, und der unten näher behandelt wird. Die blinde Ende bei Isborsk führt hinauf in die tischglatte Ebene, die sich endlos nach Süden zu erstrecken scheint. Nach topographischen Karten zu urteilen geht diese Ebene unvermittelt in die grosse sogenannte Ewstniederung herüber (siehe „Das Dünatal und das östl. Kurland“). Es liegt nahe heran zu vermuten, dass ein ausgedehnter See einst diese Niederung eingenommen hat, und dass der Abfluss dieses Sees mindestens eine kurze Zeit bei Isborsk zu finden war. Wahrscheinlich infolge ungleicher Hebungen des Landes wurde dann die Wassermenge des Sees nach Süden verschoben und wurde dann eine andere Abflussrinne da gebildet, während das Tal bei Isborsk austrocknete. Die im Kalkstein prägnante Ausgestaltung des Tals und der grosse Reichtum an freigespülten erratischen Blöcken sprechen für eine einst stattgefundene effektive Erosion, die wahrscheinlich südwärts schreitete, dann aber plötzlich auf hörte.

Wenn man mit der Eisenbahn, von der Station Isborsk (auf der halben Strecke auf dem Plateau zwischen Flecken Isborsk und Pskowskoje osero gelegen) nach Westen fährt, tritt, gleich wie im oben geschilderten Fall, ein sackförmig endendes Tal plötzlich entgegen. Dieses zieht sich nach Westen und mündet bald in ein grösseres Tal. Das blinde Tal ist ganz in Devonkalkstein eingesenkt. Die Eisenbahn senkt sich der Nordseite dieses entlang bis zum Talboden herab, folgt diesen dann und kommt sonach in das Haupttal hinaus. Dieses letztere nimmt weiter westwärts das früher besprochene Isborsk-Tal vom Süden her auf. Es ist im devonischen Sandstein eingesenkt (die Grenze zwischen Sandstein und Kalkstein geht bekannt-

lich zwischen Isborsk und Petschory fort), zieht sich hauptsächlich vom W nach E in einem leisen Bogen gegen N und mündet einige Werst nördlich von der Station Isborsk in Pskowskoje osero. Sein Boden ist von einer mächtigen Füllung aus Heidesand eingenommen. Rezente Erosion hat diese in mehreren isolierten Plateaurücken zerschneidet. Die Füllung stammt wohl von einer Zeit, als die jetzt trockenen Seitentäler bewässert waren, d. h. wahrscheinlich von der wasserreichen Periode, die dem Verschwinden des Landeises folgte. Weiter westwärts geht die Pskow-Walksche Bahn in ein anderes Tal-system herüber — das Pimschesystem. Das Haupttal dieses ist sehr grossartig ausgestaltet. Es zieht sich von der Gegend östlich von Werro (Livland) nach E die Station Petschory vorbei biegt sich dann ziemlich scharf gegen NNE und mündet in Pskowskoje osero. Das Tal wird von Neuhausen ostwärts bis zur Mündung von dem Pimschefluss benutzt. Die Strecke zwischen Neuhausen und Werro ist nicht bewässert. Dieser lange Talzug empfängt von beiden Seiten mehrere Seitentäler, die sich oft ausserordentlich scharf in die hohen Talseiten eingeschnitten haben. So mündet bei der Station Neuhausen ein tiefes Erosionstal von der hochliegenden Ackumulationslandschaft, die als Haanhofschwelle bezeichnet werden kann (siehe die Seite 104). Dieses Tal wird von dem oberen Pimschefluss durchflossen. Etwas östlich von der Station Neuhausen, die auf der nördlichen Seite des Haupttales liegt, werden die Gehänge von tiefen Bachravinen zerschnitten. In der Gegend der Stadt Petschory befinden sich auch einige klammartige rezente Erosionstäler, die in dem Profilen devonischen Sandstein entblössen und in Pimsche-Tal ausmünden. Ostwärts von der Station Petschory treten gleich tiefe Täler auf, die aber trocken sind und ziemlich plötzlich landeinwärts enden. Diese letzteren münden nicht in das Haupttal wie jene in der Nähe der Stadt Petschory, sondern sind zu einem östlichen grösseren Seitental, das sich der Pimscheknie von Osten her zukommt, Tributarien. Das Haupttal ist beinahe auf der ganzen Strecke sehr stattlich ausgebildet mit markanten mehrere zehntel m hohen Gehängen. Diese zeigen nach unten, besonders in den Bachra-

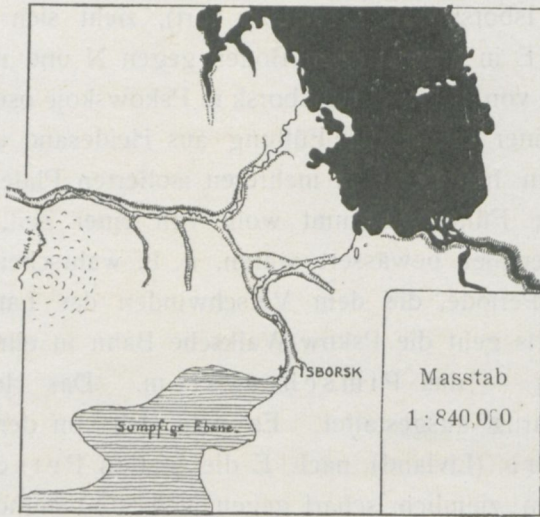


Fig. 29.

Das Talsystem von Isborsk (oben Pskowskoje osero).

vinen roten devonischen Sandstein. Der Boden ist eben und von Flusssand bedeckt. Auf einer längeren Strecke windet sich der Pimschekfluss hindurch. Seine Erosionsprofile sind stets niedrig. Das Seitental, das von Osten her der Pimscheknie zustösst, ist unbewässert. Sein Boden wird von einer mächtigen Talfüllung aus Heidesand eingenommen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass das Haupttal genetisch nichts mit dem unansehnlichen Pimschekfluss zu schaffen hat, sondern dass es nach der glazialen Abschmelzperiode erodiert ist. Die zahlreichen kleineren Seitentäler sind aber offenbar rezenten Alters und als Folgeerscheinungen des Entstehens des „Urstromtals“ anzusehen.

Die Gegend von Petschory ist, abgesehen von den tief einschneidenden Erosionstälern, ziemlich eben (plateauartig) und kontrastiert auffälligerweise gegen die hochhügelige Landschaft näher an Schloss Neuhausen. Die Grenze zwischen diesen Landschaftstypen ist sogar sehr markant als eine hohe Landstufe ausgebildet. Sie ist identisch mit dem Ostrand der grossen Haanhofschen Höhengschwelle, die glazialen Ursprungs zu sein scheint, und durch sehr unruhige

Oberflächenformen charakterisiert wird (siehe hierüber Seite 104). Der Boden des Petschory-Plateaus besteht grösstenteils aus feinerem Sand mit rötlichen Farbentönen, wahrscheinlich zum grössten Teil Detritus aus dem unterliegenden Sandstein. Hie und da kommt aber auch steiniger Geschiebemergel vor. So liegt einige Werst östlich von der Station Petschory eine grosse Grube in der Talseite eingesenkt, deren Material sehr steinige braune Moräne ist. Kalksteinblöcke kommen zahlreich vor. Das Petschory-Plateau geht nach Südosten bei Isborsk ziemlich unvermittelt in die grosse früher geschilderte Ebene über.

JEGUNOFF ¹⁾, der in den letzten Jahren Untersuchungen im nordwestlichen Teil des Blattes 27 ausgeführt hat, erwähnt von der Pskowschen Kreise, von der Ziegelei Mal. Gogolefka ein Profil mit zu oberst $2\frac{1}{2}$ Arschin reinen graugelben Sand, darunter grauschwarzen Geschiebeton, bis zu einer Tiefe von 2 Arschin aufgeschlossen. JEGUNOFF vermutet dass dieser Geschiebeton einem unteren Moränenhorizont entspricht, und in der Nähe der Stadt Pskow hat er in der Tat zwei Moränen nachgewiesen. Nach einer Mehrzahl von Bohrjournalen zu urteilen kommen nach GLINKA ²⁾ an mehreren Orten im Pskowschem Gouvernement ebenfalls zwei Moränenhorizonte mit zwischenlagerndem Sand vor.

An der Westküste von Pskowskoje osero hat GLINKA ³⁾ auf einer Insel beim Dorfe Bolschie Seljtzy folgendes Profil gemessen:

Braunroter Moränenlehm	2—3 m
Feiner, geschichteter Ton mit dünnen Sandeinlagerungen (ohne organische Beimischungen).	4 m
Spathsand. (Mächtigkeit unbek.)	

¹⁾ I. A. JEGUNOFF (И. А. ЕГУНОВЪ), Изъ Геол. Комитета. Т. 30. № 7. 1911, auch Т. 31. № 1. 1912 (Отчетъ о дѣятельности Геологическаго Комитета за 1911 годъ).

²⁾ K. D. GLINKA, Posttertiäre Ablagerungen und Böden der Gouvernements Pskow, Nowgorod und Smolensk. Annuaire géol. et min. de la Russie. 1901—02.

³⁾ K. D. GLINKA, Einige Beobachtungen im Gebiete der posttertiären Ablagerungen des nordw. Russlands. Annuaire 1900—01.

Das Material der Toneinlagerung stammt nach GLINKA zum grössten Teil von den devonischen Tonschichten, die mehrerorts am Strande von Pskowskoje osero anstehen.

Von Bystrezowo am Flusse Tscherecha, im Kreise Pskow gelegen führt GLINKA folgendes Profil an:

Dünensand	1 m
Älterer Dünensand	0,3 „
Podsolhorizont.	0,16 „
Sand, geschiebearm	(?)
Schutthalde	

Am Niveau des Flusses tritt dann c. 2 Fuss *zäher, dunkelgrauer, geschichteter Ton* hervor. Nach GLINKA ist dieser Ton als „präglazial“ anzusehen. Diese Behauptung scheint aber nicht von den angeführten Tatsachen gestützt zu werden. Eher könnte man vermuten, dass der geschichtete Ton spätglazialen Alters und in einem eisgedämmten Seebecken abgesetzt worden sei. Weil ich diese Stelle nicht besucht habe, kann ich nicht Bestimmtes äussern. Ein ganz gleicher Ton kommt nach GLINKA an demselben Fluss bei Bucharowa vor. Hier hat die Tscherecha sich ein tiefes Erosionstal in dem Ton selbst geschaffen, wobei an den Talgehängen Terrassen entstanden sind.

GLINKA, der umfassende Untersuchungen in den Gouvernements Pskow, Nowgorod und Smolensk ausgeführt hat,¹⁾ erwähnt zwei breite Gürtel von Moränenland in diesen Gegenden. Der eine erfüllt den SE Teil vom Pskowschen Kr., E Teil von Ostrowschen Kr., SW vom Pskowschen Kr. In den zwei letzteren Kreisen ist das Moränenrelief sehr schön ausgebildet. Der zweite Moränengürtel nimmt den S Teil vom Opotschka Kr. den Noworschewschen Kr., S Teil vom Cholmschen Kr., den grössten Teil vom Kr. Welikie Luki und Toropez, Staraja Russaschen Kr., Demjansken Kr. und Waldaischen Kr. Noch geht der Gürtel anderseits im Witebskschen Gouvernement ein. Dieser letzterer Gürtel ist bedeutend breiter als der nördliche und an

¹⁾ Annuaire 1901—02.

seinem Südrande wird er von Endmoränenzügen markiert. Solche kommen in den Kreisen Welikie Luki, Toropez und Waldai vor. Die Endmoränen werden an der Aussenseite von „Sandur“ begleitet. Grosse Ebenen dehnen sich zwischen den beiden genannten Moränengürteln aus.

Åsar kommen nach GLINKA in den Kreisen Opotschka, Ostrow, Pskow und Porchow vor. In dem letztgenannten Kreise sind Åsar besonders zahlreich ausgebildet. Nicht selten werden sie in der Oberfläche vom Moräne bedeckt, wie z. B. der Ås bei Jegoloko (Porchowsk Kr.), und der Ås bei Prudki (Pskowscher Kr.). Die Streichrichtungen der Porchowschen Åsar variieren zwischen NW—SE, NNW—SSE (oft) und WNW—ESE.

Auch das Vorkommen von Drumlins wird von GLINKA erwähnt. Im NW Teil des Noworschewschen Kreises kommen Rücken vor, die von Schichten von Geschiebesand aufgebaut sind. Die Streichrichtung dieser Rücken ist NW—SE oder NNE—SSW. Im NE Teil des Ostrowschen Kreise hat er gleichartige Rücken gesehen, die auch die gleiche Streichrichtung besitzen. Nahe an der hohen Moränenlandschaft im SW Teil des Porchowschen Kreises hat GLINKA ebenfalls Moränenrücken NE—SW laufend, gesehen. Alle diese drumloide Bildungen besitzen nach GLINKA einen mehr ausgeprägten Rückenform als z. B. die von KEILHACK von Norddeutschland beschriebenen. Kames kommen nach GLINKA im südlichsten Teile des Pskowschen Kreises vor.

Eine Rückzugsmoränenlinie hat GLINKA im Kr. Toropez NNW vom grossen See Dwinje beobachtet.

GLINKA unterscheidet drei verschiedene Arten von Moräne in diesen Gegenden (siehe Näheres hierüber Seite 177). Die Decksande sind nach GLINKA als von der Moräne durch die Schmelzwässer ausgewaschene Produkte. Subglazialer Sand kommt nach ihm im Pskowschen Gouvernement (sowie im Nowgorodschen) oft vor (vgl. das Profil an der Westküste von Pskowskoje osero). Diagonale Schichtung ist in diesem Sande meistens ausgebildet. „Deluvialer“ Ton kommt nach GLINKA S von Pskow sowie im Kr. Porchow vor.

Die Gegend von Reshitz a, die ich durch einige Exkursionen etwas näher kennen gelernt habe, ist in einem typischen Bereich glazialer Ackumulationen gelegen. Die Oberflächengestaltung ist sehr unruhig mit schnell abwechselnden Buckeln und Senken. Die Gegend ist ziemlich hoch gelegen. Sie ist ein Glied des grossen Ackumulationsgürtels, das ganz NW Russland durchzieht. Wie in diesem überall der Fall ist, wird auch die Reshitzagegend durch eine Seenreichtum charakterisiert. Sind die Senken nicht von Seen eingenommen, werden sie von Moorboden erfüllt. Unter einem solchen traf NATHORST im Jahre 1894 einige Reste fossiler Glazialpflanzen. Das Lokal ist NNE von Reshitz a beim Gute Stutschew o gelegen. Der fossilenführende Ton wird von einer Torfschicht überlagert. Folgende Arten wurden angetroffen:

Dryas
Betula nana
Polygonum viviparum.

Das Profil hatte dieses Aussehen

Torferde	80 cm
Feiner toniger Sand . .	14 cm
Weissgrauer fetter Ton . .	56 cm
Toniger Sand mit Dryas	8 cm
Grober Sand und Grand.	

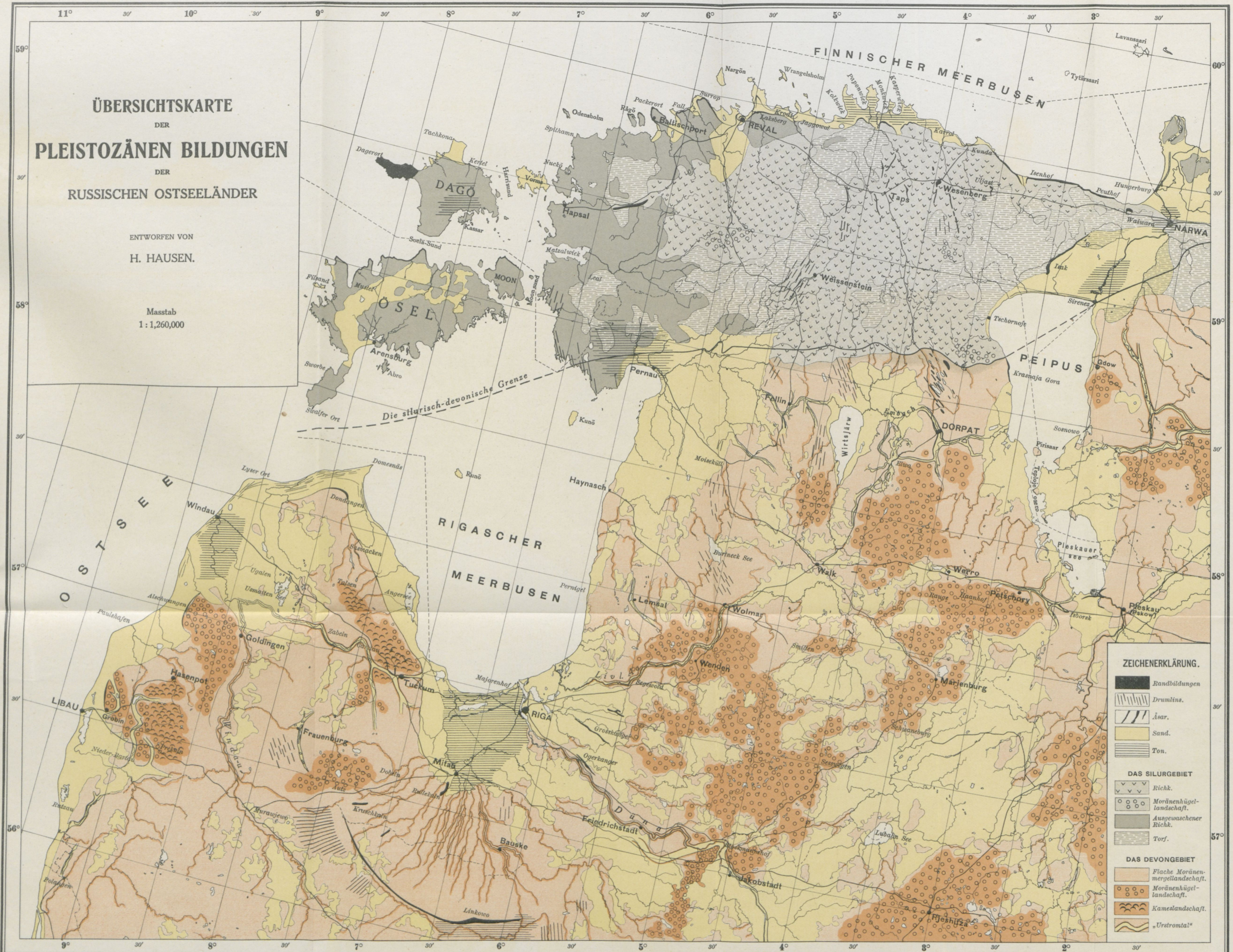
Der Boden dieser Gegend besteht überall aus rötlichem Geschiebemergel von sehr typischem Aussehen. Die glaziale Orographie herrscht beinahe überall vor. Während einer Exkursion von Reshitz a nach Willony beobachtete ich einen ziemlich ausgeprägten Talzug wahrscheinlich in der glazialen Abschmelzzeit entstanden. Sein Boden wird von einer mächtigen Füllung eingenommen, in der sich ein Bach eine tiefe Erosionsfurche eingeschnitten hat. Das Tal öffnet sich westwärts.

Über die Profile an der Düna oberhalb Dünaburg berichtet v. HELMERSEN (1860) folgendes. An der Poststation Plukscha kommen hohe, steile Ufer vor. Hier liegt unter der oberflächlichen „Dammerde“ Diluvialsand und Blocklehm, beide mit Kalksteinbrocken und kristallinen Gesteinen reichlich gemengt. Der Blocklehm liegt hier unmittelbar auf horizontalen Schichten eines lockeren, weissen, wahrscheinlich devonischen Sandsteins. Auch bei Polozk ist der rote Blocklehm an der Düna mächtig entblösst, ebenso an deren Nebenflüssen. Sanddünen treten zwischen Polozk und Krasnopolje in zahllosen Scharen auf. Bei Nevel tritt der rote Blocklehm auf allen naheliegenden Höhen zu Tage und ist sehr geschiebereich. Die Gegend zwischen Witebsk und Welish ist mit Geschiebelehm und Sand überdeckt. Jedoch kommt hie und da devonischer Kalkstein und Bergkalk zu Tage. Das Tal der Düna ist an manchen Stellen bis 100 Fuss tief in das Diluvium eingeschnitten. Überall liegen auf dem Moränenboden erratische Blöcke umhergestreut.

ÜBERSICHTSKARTE
DER
PLEISTOZÄNEN BILDUNGEN
DER
RUSSISCHEN OSTSEELÄNDER

ENTWORFEN VON
H. HAUSEN.

Masstab
1 : 1,260,000



ZEICHENERKLÄRUNG.

- Randbildungen
- Drumlins.
- Äsar.
- Sand.
- Ton.

DAS SILURGEBIET

- Rieck.
- Moränenhügel-landschaft.
- Ausgewaschener Rieck.
- Torf.

DAS DEVONGEBIET

- Flache Moränen-mergel-landschaft.
- Moränenhügel-landschaft.
- Kame-landschaft.
- „Urstromtal“

ARTBEISETZ V. TILDMANN



VEREINIGTE
KÖNIGREICHEN
VON GROSSE
BRITANNIEN
UND
IRLAND

VEREINIGTE
KÖNIGREICHEN
VON GROSSE
BRITANNIEN
UND
IRLAND

Herrn Dr. Herbert Vinding
mit herzlichem Dank
VOM VERFASSEN ÜBERREICHT.

MATERIALIEN
ZUR KENNTNIS DER
PLEISTOZÄNEN BILDUNGEN
IN DEN
RUSSISCHEN OSTSEELÄNDERN

VON
H. HAUSEN

Mit 1 Karte und 29 Textfiguren.

HELSINGFORS 1913