VERÖFFENTLICHUNGEN
DES
INSTITUTS FÜR MEERESKUNDE
UND DES
GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
AN DER UNIVERSITÄT BERLIN
HERAUSGEGEBEN VON DEREN DIREKTOR ALBRECHT PENCK

Heft 15 Juli 1911

Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen

Von

Dr. Gustav Braun
Privatdozent der Geographie a. d. Universität Berlin

Mit 33 Abbildungen im Text und auf Tafeln

KÖNIGLICHE HOFBUCHHANDLUNG
ERNST SIEGFRIED MITTLER UND SOHN
BERLIN SW 68, KOCHSTRASSE 68—71

Vorwort.

Die vorliegenden entwicklungsgeschichtlichen Studien an europäischen Flachlandsküsten sind das Ergebnis mehrjähriger Arbeiten und Reisen. Nachdem ich mich schon lange gelegentlich meines Aufenthaltes in Königsberg und späterhin in Greifswald mit den Küstenfragen vertraut gemacht hatte, wurde in mehrfachen Besprechungen mit Herrn Geheimrat Penck 1907 der Plan vorliegender Arbeit entworfen. Dank seiner Anträge sind von Seiner Exzellenz dem Herrn Kultusminister die erforderlichen Mittel zu den Bereisungen aus den Fonds des Instituts für Meereskunde in Berlin bereit gestellt worden, wofür an dieser Stelle ehrerbietigst gedankt sei. Die Forschungsreisen wurden 1908 bis 1910 in den akademischen Ferien durchgeführt; es begleiteten mich als Assistenten in Frankreich Herr Studiosus Knieriem aus Gießen, in Bornholm, Jütland, Spanien und Portugal Herr Dr. Seelheim aus Greifswald; beiden danke ich für die bereitwillige Hülfe, die sie mir zuteil werden ließen. Der Abschluß der Arbeit verzögerte sich wider Erwarten lange infolge der umfangreichen akademischen Lehrtätigkeit, die mir in Greifswald, Gießen und hier zugefallen ist. Andererseits ermöglichten erst die reichen Schätze der Kartensammlungen des geographischen Instituts und des Instituts für Meereskunde hiesiger Universität sowie der Königlichen Bibliothek die Durchführung der Untersuchungen in der geplanten Weise.

Berlin, 15. Februar 1911.

G. Braun.

Über die angewandte Bezeichnungsweise.

Es erscheint der besseren Verständigung wegen notwendig, daß ich den Sinn angebe, in dem ich einzelne immer wiederkehrende Ausdrücke verwende.

Küste ist der ganze Bereich (Streifen) landwärts und seewärts der Berührungslinie zwischen Wasser und Land, so weit sich an diese Linie geknüpfte Erscheinungen bemerkbar machen.

Uferlinie (shoreline) ist die Linie der Berührung zwischen Wasser und Land.

Litoral sind alle Vorgänge, Kräfte und Formen, die an einer Küste durch dieselbe bewirkt auftreten.

Marin sind die unter Einwirkung des Meeres sich abspielenden Vorgänge und dadurch geschaffenen Formen.

Ufer ist die Zone landwärts der Uferlinie („coast" im Sinne von Gulliver[1]).

Schorre ist die Zone seewärts der Uferlinie („shore" im Sinne von Gulliver[1]).

Von allen diesen Bezeichnungen ist nur „Schorre" bisher für Meeresküsten ungebräuchlich, sie wird fast nur an Seen angewandt. Ein gleichwertiger Ausdruck von irgend einer Küste stand mir nicht zur Verfügung und da das Bedürfnis für einen solchen besteht, mußte ich diesen übertragen.

---

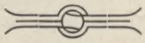
[1]) F. P. Gulliver: Shoreline topography. Proc. Am. Ac. Arts and Sc. Boston. XXXIV. 8. 1899.

Inhaltsverzeichnis.

Verzeichnis der Abbildungen und Tafeln.

Abbildungen im Text.

Beilagen.



EINLEITUNG.

Das für die Auffassung von Küsten und die Studien an denselben grundlegende Werk ist Grove Karl Gilberts Lake Bonneville, das 1890 erschien.[1]) Die den allgemeinen Teil desselben leitenden Jdeen hatte Gilbert schon einige Jahre früher ausgesprochen,[2]) während wenig später Richthofen die Blicke der Forschungsreisenden nachdrücklich auf die Probleme der Küsten zu richten suchte.[3]) Diese vielseitigen starken Anregungen bewirkten es, daß alsbald Einzelstudien und Versuche zusammenfassender Überschau auftauchten, die einen gewissen Abschluß insofern bringen, als der Mechanismus der litoralen Kräfte im großen und ganzen bekannt wird, während gleichzeitig die Haupttypen der Formen aufgestellt wurden. Hierher gehören die rein literarischen Untersuchungen von Hahn,[4]) die auf Beobachtung beruhenden Studien von Philippson[5]) und die Darstellung von Penck.[6]) Seitdem war es namentlich die Ratzelsche Schule in Leipzig, die durch Ausmessen von Karten die Küstenkunde zu fördern suchte; Ratzel[7]) selbst faßte die Resultate zusammen.

Inzwischen bereitete sich durch amerikanische Gelehrte angebahnt[8]) auch auf dem Gebiet der Küstenforschung der Umschwung vor, der die Entwicklung der neueren Morphologie überhaupt kennzeichnet: die auf die Form gerichtete Beobachtung führte zur Erkenntnis der Sequenz der Formen, der allmählichen Entwicklung jeder einzelnen. An die Stelle der nebeneinander stehenden Typen treten untereinander stehende Glieder von Reihen, ein großes Feld der Beobachtung zum Zweck der Feststellung

---

[1]) G. K. Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. S. Mon. I. Washington 1890.

[2]) G. K. Gilbert, The topographic features of lake shores. U. S. Geol. S. 5. Ann. Rep. 1883—84. Washington 1885. 75.

[3]) F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

[4]) F. G. Hahn, Bemerkungen über einige Aufgaben der Verkehrsgeographie und Staatenkunde. Z. f. wiss. G. V. 1885. 114.

[5]) A. Philippson, Die Küstenformen der Insel Rügen. Sitz. Bericht. Niederrhein-Ges. f. Natur- und Heilkunde. Bonn 1892. 63. — A. Philippson, Die Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893.

[6]) A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. 2 Bde. Leipzig 1894.

[7]) F. Ratzel, Die Erde und das Leben. I. Leipzig 1901. 369.

[8]) G. K. Gilbert, l. c. 63. — W. M. Davis, The outline of Cape Cod. Proc. Am. Ac. Arts Sc. Boston. XXXI. 1896. 303. — G. Essays. 1909. 690.

dieser Glieder und Reihen wird neu eröffnet; ihre Unentbehrlichkeit als Grundlage geographischer Forschung kommt wieder stärker zum Ausdruck.

In diesen Betrachtungen liegen auch die Wurzeln der vorliegenden Arbeit. Es sind in den letzten Jahren mehrfach auf dem Boden der Entwicklungstheorie stehende zusammenfassende Darstellungen[1]) und Versuche der Reihenbildung[2]) unternommen worden, die z. T. von deutschen Forschern abgelehnt wurden;[3]) während daneben Spezialstudien gleicher Richtung Anerkennung fanden.[4]) Der Weg war also gegeben: es gilt auf Grund sorgfältiger Einzeluntersuchung zu prüfen, wie weit die verschiedenen Küstenstrecken sich als Glieder von Entwicklungsreihen auffassen lassen und welche Merkmale für das Erkennen der Stadien vorhanden sind.

Die folgende Darstellung gibt 1. eine Zusammenfassung unseres gegenwärtigen Wissens, 2. aus ihm eine Ableitung der Arbeitshypothese, 3. eine Begründung der getroffenen Auswahl an Küstenstrecken unter den Gesichtspunkten der Einteilung von Küsten, 4. die Einzelstudien und 5. die Ergebnisse in einem System der Küstenformen geordnet.

Die litoralen Kräfte und die von ihnen geschaffenen Formentypen.

Allgemeine Literatur über Küsten.

Carey, A. E., Coast erosion. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 159. 1905. 42.
Chambers, R., Ancient sea-margins. Edinburgh 1848.
de Cossigny, Sur la corrélation qui existe entre les oscillations du sol et la configuration des côtes de la mer. Bull. Soc. géol. Fr. (3). III. 1874/75. 358.
Davis, W. M., The outline of cape Cod. Proc. Am. Ac. Arts Sc. Boston 31. 1896. 303.
Fischer, Th., Küstenveränderungen im Mittelmeergebiet. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 13. 1878. 151.
—, Zur Morphologie der Küsten. Sitz. Ber. Ges. z. Bef. d. ges. Naturwiss. Marburg 1885. 1.
—, Zur Entwicklungsgeschichte der Küsten. P. M. 1885. 409.
—, Küstenstudien aus Nordafrika. P. M. 1887. 1.
Forchhammer, G., Geognostische Studien am Meeres-Ufer. N. Jahrb. f. Min. u. s. w. 1841. 1.
Geikie, J., The geographical development of coast lines. Rep. brit. Ass. 62. 1892/93. 794—810.
Gilbert, G. K., Lake Bonneville. U. S. Geol. S. Mon. I. Washington 1890.

---

[1]) W. M. Davis, Physical Geography. Boston 1898. Kapitel 12. — A. Penck, Die Erdoberfläche. Scobels Handbuch. 5. Aufl. Leipzig 1908. 178.

[2]) F. P. Gulliver, Shoreline topography. Proc. Am. Ac. Arts Sc. Boston. XXXIV. 8. 1899.

[3]) A. Philippson in Besprechung von 2 in P. M. 1900. L. B. 26. — A. Supan, Grundzüge der Physischen Erdkunde. 4. Aufl. 1908. 574.

[4]) Besprechung von E. de Martonne, La pénéplaine et les côtes bretonnes in P. M. 1907. L. B. 581 durch F. Hahn.

Girard, J., La Géographie litorale. Paris 1895.
—, Considérations sur les transformations litorales. Bull. Soc. G. Paris (6) XV. 1878. 452—462.
—, Etudes de géographie litorale. Rev. de G. 31. 1892. 81.
Große, W., Die Entwicklung des Küstenbegriffes. Diss. Leipzig 1904.
Gulliver, F. P., Shoreline topography. Proc. Am. Ac. Arts Sc. Boston XXXIV. 8. 1899.
Güttner, P., Geographische Homologieen an den Küsten mit besonderer Berücksichtigung der Schwemmlandküsten. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1894 (1895). 39.
Hahn, F. G., Küsteneinteilung und Küstenentwicklung im verkehrsgeographischen Sinne. Verh. 6. D. G. Tag. Berlin 1886. 99—117.
—, Bemerkungen über einige Aufgaben der Verkehrsgeographie und Staatenkunde. Zeitschr. f. wiss. G. V. 1885. 114.
—, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Habilitationsschrift. Leipzig 1879.
Hammermüller, Br., Laaland-Falster. Diss. Leipzig 1907.
Hentzschel, O., Die Hauptküstentypen des Mittelmeeres unter bes. Berücksichtigung ihrer horizontalen Gliederung. 1903.
Hettner, A., Die Typen der Land- und Meeresräume. Ausland. 64. 1891. 445.
Johnson, D. W. — Reed, W. G., The form of Nantasket beach. J. of Geol. XVIII. 1910. 162.
Jordan, P., Der cimbrische Küstentypus in seiner Erstreckung von Kap Skagen bis Kiel. Diss. Leipzig 1903.
Issel, A., Le oscillazioni lente del suolo o bradisismi. Genova 1883.
Keller, H., Studien über die Gestaltung der Sandküsten und die Anlage der Seehäfen im Sandgebiet. Zeitschr. f. Bauwesen. XXXI. 1881. 190.
Klöden, G. A. von, Eine Ursache des Sinkens der Küsten. P. M. 1871. 173—176.
Krümmel, O., Über Erosion durch Gezeitenströme. Pet. Mitt. 1889. 129.
—, Über die Umformung der Küsten durch die Meeresströmungen. Mitt. G. Ges. Hamburg. 1889/90. 221.
Nansen, F., Oscillations of shore lines. G. J. XXVI. 1905. 604.
Owens, J. S. — Case, G. O., Coast erosion and foreshore protection. London 1908.
Pahde, A, Küstenformen. J. Ber. Naturwiss. Verein Krefeld. 1899. 67.
Pechuël-Loesche, E., Flachküsten, Meeresströmungen und Brandung. Globus 50. 1886. 39.
Peschel, O., Über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. N. Probl. d. vergl. Erdkunde. Leipzig 1878. 97.
Philippson, A., Die Küstenformen der Insel Rügen. Sitz. Ber. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. Bonn 1892. 63.
—, Die Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893.
—, Die Morphologie der Erdoberfläche in dem letzten Jahrzehnt (1885—1894). G. Zeitschr. 1896. Abschnitt III. 688.
Ratzel, F., Die Erde und das Leben. I. Leipzig 1901. 369.
—, Studien über den Küstensaum. Ber. Verh. K. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig 1904. Phil. hist. Cl. 55. 199—298.
Retzlaff, G., Die typischen Formen der Meeresküsten. Progr. Kolberg 1904.
Rovereto, G., Geomorfologia delle coste, ossia appunti per spiegare la genesi delle forme costiere. Atti Soc. Lig. Sc. Nat. e G. Genova. 13. 1902. 249. 14. 1903. 12. 104.
Rühl, A., Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen. Veröff. Inst. f. Meereskde. 8. Berlin 1906.
Sawitzki, L. von, Beiträge zur Geomorphologie der Riviera di Ponente. Atti Soc. Ligustica Sc. Nat. e G. 19. 1908. Genova 1909.
Shaler, N. S., Sea and land. New York. 1894.
Solger, F., Die deutschen Seeküsten in ihrem Werden und Vergehen. Meereskunde. I. 8. 1907.
Spethmann, H., Die Küste der englischen Riviera. Meereskunde. III. 5. 1909.
Weule, K., Beiträge zur Morphologie der Flachküsten. Zeitschr. f. wiss. G. VIII. 1891. 211 auch Diss. Leipzig 1891.
Wheeler, W. H., The sea coast. London 2. Aufl. 1903.
Woodman, J. E., Shore development in the Bras d'Or lakes. Amer. Geol. 24. 1899. 329—342.
Zahn, G. W. von, Die zerstörende Arbeit des Meeres an Steilküsten. Mitt. G. Ges. Hamburg XXIV. 1909. 192—284.

In den meisten der vorhandenen Lehr- und Handbücher der physischen Geographie und Geologie wird das System der Küstenformen nach einer Gliederung gegeben, die sich auf die erzeugenden Kräfte stützt. Diese sei daher hier, wo es sich um eine kurze Übersicht der Kenntnisse handelt, zur Grundlage gemacht.

Die elementarste und überall vorhandene Kraftäußerung bewegten Wassers gegenüber dem Land ist die Brandung. Ihr Werk ist ein Anschneiden, ein Zerstören des Landes, wie vornehmlich Richthofen dargelegt hat. Die Formengruppe, die sie schafft, ist über und unter dem Wasserspiegel verschieden; oberhalb weicht das Land in steilen Wänden, den „Kliffen", zurück, unterhalb dehnt sich ein Sockel des zerstörten Landes mit unebener, nahezu horizontaler Oberfläche bis dahin aus, wo zuerst die Tätigkeit der Brandung begonnen hat. Er möge hier neutral als „Brandungsplatte" bezeichnet werden.

Der bei Herausbildung dieser Formen erzeugte Schutt, dem sich gegebenenfalls Schuttmengen eines oder mehrerer Flüsse und solche vom Meeresboden beimengen können, wird von Wellen und Strom — die sich in den meisten Fällen einen — seitwärts verschoben, um schließlich irgendwo zur Ablagerung zu gelangen. Sie geschieht in Formen, die wir im Deutschen mit dem Wort „Strand" in verschiedenen Zusammensetzungen bezeichnen, sei es ein Vorstrand vor einem Kliff oder ein echter Strandwall, der seine Umgebung überragt.

Kommen diese Formen auch an gezeitenlosen Meeren vor, so treten dort, wo Ebbe und Flut vorhanden sind, noch andere dazu, die wiederum auf erosive und ablagernde Vorgänge zurückzuführen sind. Die oft stark eingeengten Gezeitenströme furchen Rinnen aus, vor deren Mündung das herausgeschaffte Material in der Form unterseeischer Deltas abgelagert wird. Ähnlich ist der Typus der Flußablagerungen bei Berührung mit dem Meere, nur wachsen sie hier allmählich über den Meeresspiegel empor, das echte Deltaland bildend.

Es sind das die streng litoralen Formentypen. Die in den Ablagerungen aufgespeicherte Menge meist leicht beweglichen Materiales, sowie die leichte Zugängigkeit desselben für die starken Winde der Küste bringen es mit sich, daß vielfach äolische Umlagerungen, die wir als Dünen bezeichnen, am Ufer eine bedeutende Rolle spielen.

Alle diese Typen und Vorgänge sind bekannt, und klar ist auch ihre gegenseitige Korrelation. Es können nicht irgendwo mächtige Ablagerungen Küstenschuttes liegen, ohne daß in der Richtung, aus der sie stammen, die entsprechenden Schuttquellen vorhanden sind, mögen das nun längere Kliffstrecken, ein an Sinkstoffen reicher Fluß oder ein breiter untermeerischer Sockel sein.

Scheide ich die störenden Vorgänge fortgehender Hebung und Senkung einmal aus, so tritt bei näherem Zusehen auch die Sequenz der Formen klar hervor. Jeder der Vorgänge bedarf zur Entfaltung seiner Wirksamkeit der Zeit, mit ihr steigert sich der Ausbau der Formen. Treten lange Reihen hoher Kliffe an einem Ufer auf, so ist nicht nur zu schließen, daß ihnen an anderer Stelle Ablagerungen in großem Maßstabe und mit mannigfachen Gestalten entsprechen, sondern daß auch diese Küste länger der Meerestätigkeit ausgesetzt gewesen ist als eine andere gleicher Grundform, an der diese Zeugen litoraler Beanspruchung noch fehlen oder gering entwickelt sind. Es ist aber ferner der Schluß zwingend, daß zwischen den beiden erwähnten weit auseinander liegenden Formen sämtliche Übergänge vorhanden gewesen sein müssen, wenn solche sich auch zu gegenwärtiger Zeit an keiner Stelle der Erde finden.

Die hier klargelegten Grundzüge erscheinen als gesicherte Forschungsergebnisse. Es kann ohne weiteres auf ihnen mit einer Arbeit weitergebaut werden, die den Zweck hat, durch Beobachtung der Entwicklung der Einzelformen die Stellung einer ganzen Küste festzustellen.

Nur allein das Vorhandensein der Niveauschwankungen bringt Unsicherheit in die Betrachtung. An relativ raschen Bewegungen großer Küstenstrecken ist seit Aufhellung der postglazialen Geschichte des Ostseebeckens nicht mehr zu zweifeln. Gehen dieselben nun so rasch vor sich, daß sie den ebenfalls langwierigen Umbildungsvorgängen die erforderliche Zeit nicht lassen, oder sind diese ihrerseits gegenüber den Niveauschwankungen so rasch, daß wirklich langsame Übergänge statt ruckweiser Umgestaltung vorhanden sind?

Die pommersche Küste gehört dem südbaltischen Bezirk zu, der in junger Zeit eine Senkung von über 30 m erlitten hat, liegen doch in dieser Tiefe auf Hela Torfe unter jungen Meeressanden mit Cardium edule. Trotz dieser beträchtlichen raschen Verschiebung aber ist die Küste völlig ausgeglichen und zeigt verschiedene Stadien durchaus normaler Entwicklung.

Die Westküste von Portugal weist am Kap Mondego verschiedene gehobene Uferlinien auf, deren jüngste, ganz frische, etwa 10 m hoch liegt. Trotzdem ist der Ausgleich der Küste vollkommen und die vorhandenen Formen passen in die in Betracht kommende Reihe hinein.

Ausgehend von den angeführten, Allgemeingut gewordenen Anschauungen und den eben entwickelten Beobachtungen lautet die Arbeitshypothese: Jede Küste und Küstenform muß als Glied in einer Reihe aufgefaßt werden, die von einer abzuleitenden Urform ausgeht und zu einem abzuleitenden Ende hinführt.

Über Einteilung von Küsten. Die Auswahl der untersuchten Strecken.

In der Einzeldarstellung erscheinen sehr verschiedene Flachlandsküsten als Gegenstände der Untersuchung; mit Ausnahme der südlichen Gestade der Nordsee sind die längeren Flachlandsküsten des mittleren und westlichen Europa vollständig in ihr vertreten, aber auch kleinere nicht außer acht gelassen, sobald sie lehrreiche Verhältnisse darbieten. Bei der Auswahl wurde einmal darauf gesehen, unbekannte Strecken neu zu erschließen, dann aber auch für möglichst verschiedene Glieder der Reihen charakteristische Fälle heranzuziehen.

Ausgangspunkt einer jeden Untersuchung und Gliederung ganzer Küstenstrecken ist, wie beim Land, die Urform, wie sie sich nach Entfernung allen Beiwerkes als Ergebnis der letzten starken Hebung oder Senkung darstellt.

Die beiden Grundtypen sind also die gesunkene und die gehobene Küste in genetischer Bezeichnungsweise, oder die „gebuchtete" und die „glatte" Küste morphographisch ausgedrückt. Diese Bezeichnungen entsprechen nicht den so sehr geläufigen Ausdrücken: „Flachküste" und „Steilküste", von denen namentlich der letztere sehr vieldeutig ist. Wenn z. B. eine Küste eines niedrigen Landes mit einem steilen Kliff endet, wie ist dann die Bezeichnung zu wählen? Im Grunde aber treffen beide Ausdrücke einen sehr wesentlichen Zug im Profil, nämlich den eines raschen oder langsamen Ansteigens des Landes. Ich möchte sie daher nicht verwerfen, nur besser erläutern, indem ich für Flachküste „Flachlandsküste" sage und für Steilküste „Gebirgsküste", wodurch ich das Wichtigste des Begriffes zu treffen meine. Eine stark gehobene Küste wird fast immer auch eine Flachlandsküste sein („Meeresgrundküste" Philippsons), wogegen eine Gebirgsküste immer zu den gesunkenen gehört; ebensogut kann aber auch eine Flachlandsküste gesunken sein (Limanküste). Nach dem Inhalt des Ufers könnte man schließlich in „Anschwemmungsküste" und „Felsküste" entsprechend den beiden Begriffen scheiden, aber auch das deckt sich im zweiten Fall nicht (Schärenküste).

Im einzelnen wird die Hebungsküste bei der Gleichförmigkeit des Meeresbodens keine Unterabteilungen gestatten, dagegen lassen sich für die Senkungsküste eine Reihe von Typen aufstellen, die z. T. schon allgemein im Gebrauch sind, wie Schärenküste, Riasküste usw. De Martonne[1]) teilt mit Zuhilfenahme der Abteilungen der Morphologie des Festlandes folgendermaßen ein:

---

[1]) E. de Martonne: Traité de Géographie Physique. Paris 1909. 697 f.

1. Küsten der Küstenebenen.
2. Küsten gefalteten Landes.
3. Küsten von Bruchland und vulkanischem Lande.
4. Küsten glazial beeinflußten Landes.

Diese Abteilungen scheidet er weiter in meist nach Landschaften benannte Typen, die tunlichst Entwicklungsstadien des Landes wiedergeben.

Es fehlt aber die systematische Vervollständigung. Betrachte ich beispielsweise die Entwicklung von Tallandschaften. Eine eingetauchte junge Tallandschaft, in der die Riedel noch vorwalten, ergibt eine Küste von im ganzen glattem Umriß mit einzelnen schmalen Buchten. Ist die Tallandschaft reif und von Rücken zerteilt, so wird ihre Uferlinie viele ein- und ausspringende Winkel zeigen. Hierfür ist der Name der Riasküste eingebürgert. Ist die Tallandschaft abgetragen und taucht unter, so wird die Küste in flachen, zum Meer hin konvexen Bogen verlaufen. Bei glazialer Umformung einer reifen Tallandschaft sprechen wir von Fjordküste, bei ebensolcher einer alten von Schärenküste.

Dies genüge zur Kennzeichnung der Richtung, in welcher sich Klassifikationsbestrebungen zu entwickeln haben. Immer aber kann so nur die Urform angegeben werden. Als Gesichtspunkt der weiteren Einteilung, mit Berücksichtigung der Veränderung dieser gegenüber, wurde das im Ablauf des Cyklus erreichte Stadium herangezogen. Es erweist sich jedoch zunächst, daß eine Küste sehr oft die deutlichen Merkmale beispielsweise einer gesunkenen Küste zeigt, daneben jedoch unverkennbare Hebungserscheinungen hat wie die Fjordküste Norwegens. Es drängt sich ferner die Überlegung auf, daß zwar die einzelnen Stadien im Erosionszyklus des Landes eine gewisse Stabilität besitzen, eine solche aber infolge der sofortigen Einwirkung fortgehender oder erneuter Niveauveränderung den Küsten möglicherweise fehlt, sich vielleicht nur kurze Reihen in der Entwicklung verfolgen lassen, ohne daß eine solche Störung eingriffe. Das alles läßt es als wichtig erscheinen, diese Störungen mit zur Einteilung zu verwenden und in die jedesmalige Untersuchung einzubeziehen, gewissermaßen eine Art Zustandsgleichung der betreffenden Küste zu suchen.[1]) In Gruppen zusammengefaßt sind es vier Faktoren, die an der Ausgestaltung einer jeden Küste tätig sind: die Hebung, die Senkung, die Anschwemmung, die Zerstörung. Bei der Zusammenstellung dieser Vier schließt sich ein Zusammentreten von Hebung und Senkung in derselben Formel zunächst einmal aus. Anschwemmung und Zerstörung dagegen kommen nebeneinander an der Küste vor. Bezeichne ich Hebung mit H, Senkung mit S, Anschwemmung mit A, Zerstörung mit Z, so ergeben sich

[1]) Ich folge hier einer Anregung von Herrn Geheimrat Penck, die nach einer Kollegstunde öfters durchsprochen wurde.

bei Ordnung nach der vorwiegenden Erscheinung an einer Küste und Ausscheidung der unmöglichen Fälle folgende vier Küstengleichungen:

1. $A > Z + S$ $(+ H)$.

Die Anschwemmung ist größer als die Zerstörung und Senkung oder Hebung; es entsteht die reine Anschwemmungsküste.

2. $Z > A + S$ $(+ H)$.

Die Zerstörung überwiegt die Anschwemmung und die Senkung oder Hebung; es entsteht die Rückgangsküste.

3. $H > A + Z$.

Die Hebung ist größer als die Anschwemmung und die Zerstörung. Es bildet sich die Hebungsküste heraus, bei der junge marine Bildungen auf dem Lande auftreten.

4. $S > A + Z$.

Die Senkung übertrifft die Anschwemmung und Zerstörung; die Buchtküste ist das Resultat.

In den Kombinationen kann jeder Faktor $= 0$ werden, obgleich das in strengem Sinn nur für S und H gilt, für A selten möglich erscheint. Die vier Grundformen gehen bei Wegfall von S und H alle schließlich in (2) über, die langsam vor dem Meere gleichmäßig zurückweichende Küste, in deren Entwicklung der Ausgleich ein fest bestimmtes Stadium darstellt. Selbstverständlich ist es auch möglich, das Verhältniszeichen umzudrehen z. B.

$$A + H > Z$$

würde eine Küste bedeuten, bei der durch Anschwemmung und Hebung die Zerstörung sehr beschränkt wäre. Es wäre das eine Unterabteilung von (3), der Hebungsküste. Das Formelsystem ist eben durchaus nicht starr und darf es nicht sein, um zu befriedigen.

Wenn ich in Folgendem daran gehe verschiedene Küsten im einzelnen zu untersuchen, so gilt es also einmal ihre Urform aufzudecken, und dann nach den Gesetzen der Entwicklung ihre Zustandsgleichung zu suchen. Es wird sich zugleich ergeben, ob die dargelegten Prinzipien die richtigen sind und eine weite Anwendung gestatten, ob es möglich sein wird, die Grundsätze der Entwicklung ganz allgemein im System der Küstenformen zu verwerten.

Von den ausgewählten Küsten boten die andalusische und südportugiesische den Reiz völliger, die katalonische und westportugiesische Küste nahezu vollständiger Unbekanntheit. Die letztere schien außerdem nach allem Bekannten die Form des Ausgleichs nach Hebung darzubieten; dem schließt sich die Küste von Katalonien, von Roussillon und Languedoc an, hier versprachen aber die Senkungsbuchten des Pyrenäenendes ein interessantes Zwischenstück zu sein. Die südbaltische Küste nähert sich dem

Ausgleich nach Senkung, viel weiter ist darin die der Landes fortgeschritten, die auch ihrer Dünen wegen die Untersuchung anzog. Die äußerlich so gleichförmige jütische Westküste schließlich ist im Norden in jüngster Zeit stark gehoben worden, im Süden gesenkt, so daß sie die Entwicklung des Ausgleichs nach Schrägstellung bietet. Die vorhandenen Typen stellen also eine recht mannigfache Auswahl verschiedener Verhältnisse dar.

Zur Methodik geomorphologischer Arbeit an Küsten.

Mit der Auffassung der Küste als einer Randerscheinung des Landes ist auch ein Gesichtspunkt für die Anlage geomorphologischer Studien an Küsten gegeben. Ohne ein Verständnis des anliegenden Landes ist eine Untersuchung der Küste nicht möglich. Durch Beobachtung auf der Karte und im Felde ist dieses zunächst zu erwerben, wobei die Punkte der Struktur, der Vorgänge und des Stadiums wie bei jeder anderen Untersuchung zu betonen sind.

Zur Orientierung über die Küste selbst wird in den meisten Fällen die Landkarte nicht ausreichen, die Seekarte muß sie ergänzen. Die Untersuchung hat zunächst auf die Urform zurückzugehen. Es geschieht das, indem sämtliche litoralen Zutaten von den ohnehin vorhandenen Landformen entfernt werden. Diese Zutaten können Aufbau- und Zerstörungsformen enthalten; in ersterem Fall sind sie von der Arbeitskarte fortzulassen, im zweiten das vom Meere Zerstörte unter Berücksichtigung der lokalen Bedingungen zu ergänzen.[1]) Nicht immer ist es leicht, die litoralen Formen nur auf Grund der Karte zu erkennen und richtig zu deuten, da muß eine Begehung helfen.

Noch mehr nötig oder vielmehr fast unentbehrlich ist eine solche bei der Feststellung des gegenwärtigen Zustandes der Küste. In diesem Punkt versagen die Karten des zu geringen Maßstabes wegen völlig, nur Photographien können den Augenschein einigermaßen ersetzen. Es ist aber unbedingt nötig, daß solchen die Angabe der Zeit ihrer Aufnahme beigefügt wird, da in einem Meer mit Gezeiten das Aussehen der Küste sich von Ebbe zu Flut ganz erheblich ändert.

Aus dem verfolgten Zweck ergeben sich die Richtlinien für die Feldarbeit. Handelt es sich um die Untersuchung einer Einzelerscheinung, so

---

[1]) Vgl. die diese Verfahren vortrefflich erläuternde und anwendende Studie von D. W. Johnson — W. G. Reed: The form of Nantasket beach. J. of Geol. XVIII. 1910. 162.

ist dieser an den verschiedenen Stellen ihres Auftretens nachzugehen. Handelt es sich um die Beurteilung der ganzen Küste, so sind die für die Entwicklung entscheidenden Punkte in erster Linie aufzusuchen. Das sind diejenigen, an denen die litoralen Vorgänge sich mit besonderer Lebhaftigkeit abspielen, so z. B. der Hintergrund von Buchten, wo die Deltabildung zu sehen ist, der Wurzelpunkt von Haken, wo sich ältere Stadien beobachten lassen, ihr Ende, dessen allmähliche Entwicklung in der Regel auch Ansatzstreifen zurückläßt. Am Ufer selbst ist zu verfolgen, ob es zurückweicht, wie das Kliff beschaffen ist, ob unter dem Strand früherer Landboden zutage tritt.

In jedem Fall sind die vorhandenen Formen genau nach dem Vorgang zu analysieren, der sie geschaffen hat, sowie nach dem Stadium, das sie erreicht haben. Daraus ergibt sich dann der Zustand der ganzen Küstenstrecke. Die Schwierigkeit besteht in der Komplikation der Entwicklung durch den fördernden oder hemmenden Einfluß von Niveauveränderungen. Oft hilft da der morphologische Vergleich mit anderen Erdstellen. Bei der universellen Verbreitung von Küsten über alle Teile der Erde und bei dem großen Vorsprung, den die Topographie der Küsten durch die Seekarten wegen ihrer Bedeutung für den Menschen vor der Topographie des Innern des Landes hat, ist diese Methode zur Aufhellung von Problemen hier ganz besonders empfehlenswert und anwendbar. Sie erlaubt schließlich die Festlegung der untersuchten Küste nach ihrer Entwicklung und ihrem gegenwärtigen Zustand im Verhältnis zu anderen Küsten, womit die Aufgabe des Geomorphologen erledigt ist.

Im einzelnen bestand meine instrumentelle Ausrüstung, die sich im Laufe der Jahre trefflich bewährt hat, aus folgenden Stücken:

1. einer Hüttigschen Klappkamera 6×9[1]) mit Zeiß' Tessar 1:6.3 und einem sehr kräftigen Holzstativ.
2. Aluminium-Routenkompaß 3852 von Sprenger-Berlin.
3. Gefällsmesser von Wolz-Bonn mit Gradeinteilung, ein handliches Instrument, das ich warm empfehlen kann.
4. Bandmaß von 20 m Länge.
5. Schalenkreuz-Anemometer von Fueß-Steglitz.
6. Universal-Instrument von Doergens mit Stativ und Latten, bezogen von Meißner-Berlin. Dasselbe wurde zu tachymetrischen Aufnahmen benutzt und hat sich als ausgezeichnet für die verfolgten Zwecke geeignet erwiesen, vor allem ist es leicht transportabel.
7. Gelegentlich auch ein oder zwei Aneroid-Barometer.

---

[1]) Dies Format ist freilich wohl zu klein, um ganz zu genügen.

Einzeluntersuchungen verschiedener Küstenstrecken.

Die deutsche Ostseeküste.

Vielgestaltig zieht sich die Südküste der Ostsee von Kiel bis Memel dahin. Neben reich gegliederten Strecken, wie sie Mecklenburg und Vorpommern aufweisen, stehen völlig geschlossene Abschnitte wie in Hinterpommern; den tief eingreifenden Buchten des Westens treten die in ihrer Längserstreckung dem Küstenverlauf parallelen Haffe im Osten zur Seite.

Versuche einer Darstellung dieser Küste in ihrer Gesamtheit sind mehrfach gemacht worden. Gute Einzelheiten teilte Ackermann[1]) mit, während A. Penck[2]) sich sehr eingehend mit der ganzen Küste beschäftigte. Wegeners[3]) Darstellung ist und mußte populär sein, während Bartels' Dissertation[4]) kaum irgend etwas Brauchbares enthält. Reich und wertvoll ist dagegen die Einzelliteratur, so daß wohl der Versuch der Zusammenfassung gemacht werden kann.

Das Problem, das die deutsche Ostseeküste bietet, ist vorhin gestreift worden. Auf den ersten Blick bereits erscheint sie als zum Formenkreis der gesunkenen Küsten gehörig und eine Fülle von Beobachtungen von Osten und Westen beweist die Tatsache sehr beträchtlicher Senkungen. Gegenwärtig aber ist in einzelnen Teilen der Ausgleich vollendet, in anderen viel weniger weit vorgeschritten, so daß die Frage auftaucht, ob diesen Verschiedenheiten nur die örtlichen Bedingungen oder (angesichts der benachbarten, sicher festgestellten Hebungen der dänischen Inseln und Bornholm) Hebungserscheinungen zugrunde liegen. Beobachtungen über solche aus der Gegend des Kurischen Haffes hatte Berendt[5]) veröffentlicht, auch Deecke[6]) nimmt solche an.

1. Die Landgestalt.

Das Land, das mit dem Meere zur Bildung der Küste der südlichen Ostsee zusammentritt, weist die bezeichnende Eigenschaft eines raschen Wechsels zwischen hoch und tief und mehr und wenig widerständig auf kurzen Strecken auf, wie sie in der Aufschüttungsregion des nordeuropäischen Inlandeises vorwaltet. Die aus dem Diluvium überkommene Landschaft ist seitdem nur relativ wenig verändert worden. Allgemein aber

---

[1]) C. Ackermann: Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee. Hamburg 1883.
[2]) A. Penck: Das deutsche Reich. Kirchhoffs Länderkunde von Europa. I. 1. 1887.
[3]) G. Wegener: Die deutsche Ostseeküste. Land und Leute. VII. Leipzig 1900.
[4]) W. Bartels: Die Gestalt der deutschen Ostseeküste. Diss. Rostock. Stuttgart 1908.
[5]) G. Berendt: Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869.
[6]) W. Deecke: Geologie von Pommern. Berlin 1907. 235 f.

ist die Tiefenlage der Sohle von Tälern unter dem Meeresspiegel, wie sie z. B. Kloses[1]) Untersuchungen für Vorpommern, die von Geinitz[2]) für Mecklenburg, ergeben haben. Es ist daraus eine Erosionsperiode bei beträchtlich höherer Lage des Landes zu folgern. Das bei Senkung vordringende Meer fand Täler vor, in die es eindringen konnte, sie in Buchten verwandelnd.

Bezeichne ich irgendwelche strukturellen Hohlformen der glazialen Aufschüttungslandschaft, welche das Meer erfüllt, als „Bodden", so sind also Boddenküste und gebuchtete Küste die beiden Grundformen, die sich aus der Betrachtung der Landgestalt ergeben.

2. Die Küste.

Ich wähle nunmehr den umgekehrten Weg einer Analyse der Küstenformen, um zu der Urküste zu gelangen. Aus der langen Strecke mögen einzelne Beispiele herausgegriffen sein.

a. Ufer der Wismar-Bucht.[3])

Das Südufer der Lübecker Bucht zeigt bei Klütz-Höved (Karte d. D. R. 84 Grömitz) reine Erosionsformen; ein Kliff von 20 bis 30 m Höhe biegt hier nach Süden um.[4]) Bei Boltenhagen und dann nochmals von Wohlenberg ab in der Wohlenberger Wieck (Karte d. D. R. 115 Schönberg i. M.) ist der Ausgleich im Hintergrund der Bodden vollendet, niedrige Strandwälle schwingen sich von dem Kliffende im Westen zu dem Beginn des Kernes diluvialer Schichten im Osten hinüber, hinter sich jetzt zugemoorte Senken abschließend. Im Vergleich zu dem unregelmäßigen Relief des benachbarten Landes ist der Boden der Wieck durch Ablagerungen schon recht vollkommen eingeebnet, hält sich fast durchgängig in etwa 9 m Tiefe.

Der erwähnte Ausgleichszustand setzt sich in die Wismar-Bucht nach innen fort. An der Südspitze von Stegort (Karte d. D. R. 116 Wismar, Seekarte 37b Wismar-Bucht 1 : 50 000) hat sich ein 800 m langer Haken nach Osten hin angehängt; die von ihm abgeschlossene Wasserfläche ist bereits nahezu völlig verwachsen.

Eine wesentlich weitere Ausdehnung des Meeres in früherer Zeit als an den behandelten Strecken läßt sich im Osten von Wismar nachweisen.

---

[1]) H. Klose: Die alten Stromtäler Vorpommerns. IX. Jahresber. G. Ges. Greifswald 1904. 27.

[2]) E. Geinitz: Postglaziale Niveauschwankungen der mecklenburgischen Küste. Zentralblatt f. Min. usw. 1901. 582 u. a. a. St.

[3]) Vgl. E. Geinitz: VI. Beitrag z. Geologie Mecklenburgs. Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenb. 38. Güstrow. 1884. Sonder-Abdr. 61.

[4]) Diese Stellen sind besonders lebhaften Meeresangriffen ausgesetzt. C. Ackermann: Beiträge zur phys. Geographie der Ostsee. Hamburg 1883. 33/34.

Hier liegen (Meßtischblatt 665 Kirchdorf) mehrere aus diluvialen Ablagerungen aufgebaute rundliche flache Hügel, die eine Höhe bis zu 15 m erreichen. Sie werden rings von Mooren umgeben, deren Oberfläche nur ganz wenig über dem Meeresspiegel liegt. Diese Hügel werden an einem großen Teil ihres Umrisses von Steilhängen umsäumt, die wohl nur als Kliffe gedeutet werden können, worauf schon Ackermann hinwies. Denke ich mir die Moorgelände entfernt, so erhalte ich das Bild mehrerer Inseln, die durch z. T. schmale Wasseradern voneinander getrennt sind. Lange kann dieser Zustand nicht bestanden haben, denn die Kliffe sind nur niedrig. Von irgendwelchen Hebungserscheinungen, die das Verwachsen bedingt oder beschleunigt hätten, ist nichts wahrzunehmen, nach der Karte liegt kein Kliffuß in irgendwie höherer Lage über dem Meere.

Entsprechend der Exposition nach Westen hin sind die Veränderungen am Ostufer der Wismar-Bucht bedeutend größer als auf der anderen Seite. An alle drei Südenden der Insel Poel hängen sich nach Osten gerichtet Haken an, deren längster, den Faulen See abschließend, sich über 2000 m weit erstreckt. Alle schließen sich unmittelbar an Kliffe an und sind auf der Innenseite durch Verlandungsvorgänge pflanzlicher Art erweitert. Der innerste, südlich von Fährdorf, wird von einem Strandwall gesäumt, der äußerste und größte unterliegt bereits wieder der Zerstörung. Vollständig ausgeglichen ist ferner die Außenseite der Insel, und im Norden von Golwitz setzt ebenfalls ein Haken an, der stark nach Süden in den Breitling hinein umbiegt (Karte d. D. R. 85 Kröpelin).

Der Langenwerder ist ein kleines diluviales Eiland von 2 m Höhe, mit einem deutlichen Kliff an der Westseite und Hakenansatz nach Nordosten.

Der nächste Landkern bildet den Hauptteil der Halbinsel Wustrow, bis zu 21 m im Norden ansteigend. An Wustrow hängen sich nach beiden Seiten alluviale Gebilde an, deren nördliches den Landkern mit dem Festland bei Alt Gaarz verbindet. Die Landzunge Kieler Ort im Süden ist über 4 km lang bei einer Höhe bis zu 1.5 m (Meßtischblatt 582 Russow). Ich möchte Bedenken äußern, ob diese Form ganz als Haken aufzufassen ist, d. h. aus Schutt aufgebaut, der seitlich von einer Zerstörungsfläche aus herangeführt wird. Mir scheint die im Kieler Ort aufgespeicherte Schuttmenge größer zu sein als die durch die Abrasion im Nordosten weggenommene Masse; ich glaube vielmehr, daß ein Teil des Schuttes vom Meeresboden westwärts der Landzunge stammt. Dieser so aufgebaute Teil von Kieler Ort wäre als ein „Strandwall" und da er frei im Meer liegt, als „freier Strandwall" am besten zu beschreiben. Der Kieler Ort bildet die Anlage zu einer Hakennehrung, die südwärts nach Werder hinüber wachsend, das Salzhaff einmal völlig vom Meere abschneiden wird.

Die der marinen Zutaten entkleidete Küste der Wismar-Bucht zeigt das Bild einer Inselwelt mit außen größeren, innen kleineren Wasserflächen zwischen den einzelnen Inseln. Es scheint als ob die Senkung außen stärker gewesen wäre als innen. Sie fand, wie der Fund von Litorinaablagerungen am östlichen Ende der früheren Insel Liepe beweist,[1]) in der Litorinazeit statt. Der Ausgleich ist streckenweise vollendet; irgend ein Hinweis auf Hebungserscheinungen, die ihn unterstützt hätten, ließ sich nicht beobachten.

b. Der Darß.

Ich fasse unter diesem Namen die Küstenstrecke aus der Gegend von Müritz an bis zum Bock bei Barhöft zusammen.

Wenn man von Westen kommt, so ist bei Müritz (Meßtischblatt 434 Müritz) Kliffufer vorhanden, an das sich nach Nordosten hin eine Nehrung anhängt, die das Große Moor vom Meer abschließt und sich bei Neuhaus wieder an einen diluvialen Kern kettet. Weiter nördlich ist der Aufschüttungsstreifen am Meere nur schmal und wenig mächtig, sehr ausgedehnt dagegen die pflanzliche Verlandung. Häufige Durchbrüche und mächtige Deichbauten zu ihrer Abwehr bezeugen die lebhafte, zerstörende Meerestätigkeit an dieser Stelle.

Das Fischland ist ein bis 18 m aufragender Diluvialkern, der von einem scharfen Kliff seewärts begrenzt wird, starker Zerstörung unterliegt,[2]) aber immerhin infolge seiner Festigkeit eine Ausbiegung der Küste verursacht. Nordwärts von Ahrenshoop ist er zu Ende, es folgt erneut eine häufigen Durchbrüchen ausgesetzte Stelle, bis sich die Sanddämme des eigentlichen Darß einstellen, die westöstlich ungefähr verlaufend, von einer südnördlich etwa liegenden Vordüne abgeschnitten werden.

Der eigentliche Darß ist aber keineswegs in seiner ganzen Ausdehnung rein marine Anschwemmung; er enthält vielmehr, worauf schon F. W. P. Lehmann hinwies,[3]) einen älteren Kern, sandige Schichten, die durch eine dicke Ortsteinschicht verkrustet sind und Raseneisenstein enthalten. Sie sind jedenfalls als eine eiszeitliche Schmelzwasserablagerung aufzufassen und mit den gleichartigen im Haffstausee und in den mecklenburgischen Stauseegebieten zu parallelisieren.[1]) Der Form nach ist dieser ältere Kern eine ganz flache Kuppe im Westen des Ortes Wieck, die etwas über 9 m Höhe erreicht (Meßtischblatt 310 Prerow). Im Norden ist die sonst rundlich umrissene Kuppe geradlinig von einem 4 bis 5 m hohen,

---

[1]) E. Geinitz: Das Land Mecklenburg vor 3000 Jahren. Rektorats-Programm. Rostock 1903. 14.

[2]) Vgl. E. Geinitz: Das Uferprofil des Fischlandes. Mitt. Meckl. Geol. L. A. XXI. 1910.

[3]) F. W. P. Lehmann: Pommerns Küste von der Diewenow bis zum Darß. Breslau 1878.

steilen Hange abgeschnitten, dem sich streckenweise sumpfige Niederung, anderswo parallele niedrige Wälle vorlegen.

Nach alledem glaube ich die Form als ein Kliff auffassen zu müssen, gebildet zu einer Zeit, als durch Senkung die gesamten rundlichen Hohlformen dieser Glaziallandschaft unter den Meeresspiegel gerieten. Alles, was bis zur Spitze hin und nach Osten bis zum Bock hin sich an diesen Kern anschließt, ist rezent litoral aufgeschüttet; die Urküste, aus der sich die jetzige entwickelt hat, lag im allgemeinen weiter landwärts und entsprach in ihrer reichen Gliederung der jetzigen Innenküste der Bodden, deren reichliche vegetativen Verlandungen fortgedacht.

Unter Berücksichtigung der Senkung läßt sich aus der Urform heraus die Entwicklung des jetzigen Zustandes unschwer verstehen (Abb. 1). Ich gehe von einem Stadium aus, in dem das Land etwa 10 m höher lag als gegenwärtig. Diese Höhenlage ist nach allen Untersuchungen und Beobachtungen ganz sicher; ich führe von letzteren nur an, daß in der Vierendehlsrinne bei Stralsund in 7 m Tiefe reiner Torf erbohrt worden ist.[1]) Der Verlauf des damaligen Ufers wird also etwa durch die 10 m-Linie gegeben. Das Land war flach kuppig, mit einzelnen Inselhügeln aus sandigem und Grundmoränenmaterial. Als solche ragten heraus: die jetzige Prerow-Bank mit einer Höhe von mindestens 10 m über dem damaligen Meeresspiegel, der Kern des Darß, 19 m hoch, und schließlich das Festland, 28 m hoch; letzteres sich wohl wesentlich weiter als gegenwärtig nach Westen erstreckend, und vielleicht schon damals im Bereich des Ufers.

Abb. 1. — Skizze der Entwicklung des Darß bei einer Höhenlage des Landes 10 m über dem jetzigen Wasserspiegel. — Oberster Landkern mit Formlinien und Kliff: Prerow-Bank; mittlerer Landkern: Landkern des Darß; unterster Landkern: Fischland. Alle drei verbunden durch marine Anschwemmungen. — 1 : 400000. Linker Rand = 30° ö. L. v. Ferro.

Die Tiefen der Bodden betragen gegenwärtig 3 bis 4 m (Seekarte 164, 1 : 50000); von diesem Maß ist für die Verschlammung wohl mindestens 1 m abzuziehen. Bei einer Landsenkung bis zu etwa 2 m über dem heutigen Stand dürfte der Umriß des Ufers daher etwa dem der Urküste bereits entsprochen haben, ich wähle dieses Stadium daher aus.

Die Folgen der Senkung bis hierher sind zunächst einmal starke Angriffe des Meeres gegen die Inselhügel. Die Prerow-Bank dürfte eine Zeit-

[1]) H. Klose: Die alten Stromtäler Vorpommerns. IX. Jahresber. G. Ges. Greifswald 1904 (1905). 90.

lang das Aussehen der jetzigen Greifswalder Oie und dann das des Ruden etwa gehabt haben. Die von den Kernen fortgespülten Schuttmengen gelangten im Landschutz als Haken wieder zum Absatz. Solche erstreckten sich von der Prerow-Bank nach Süden in die Gegend von Prerow hin; von dem Darßkern aus nach Osten etwa in dieselbe Gegend, nach Westen ursprünglich zu den Rehbergen hin. Das Fischland, der Zerstörung am stärksten ausgesetzt, dürfte kräftige Arme nach Norden und Süden hin entwickelt haben, glich also damals dem Typus des „winged beheadland" von Gulliver,[1]) wie es sonst z. B. noch Sylt tut.

Das ist die Form, die allmählich bei fortschreitender Senkung zum Zusammenschluß der Landkerne führt, der aber wohl nur vorübergehend bestand, da die Prerow-Bank bei ihrer geringen Höhe bald unter den Meeresspiegel versank, und somit hier im Norden die alluvialen Anschwemmungen ihren Halt verloren. Sie wurden zerstört, nur ihre Wurzeln bei Prerow blieben erhalten, quer abgeschnitten von dem jüngeren Strandwall der Gegenwart. Da dieser eine andere Richtung als die älteren hat, so erhielt sich zwischen beiden eine Lücke, der Prerow-Strom, dem Strömungen zwischen Bodden und Ostsee infolge verschiedener Wasserstände Bestand verliehen, bis er in der Gegenwart künstlich verschlossen wurde.

Im eigentlichen Darß legte sich infolge der Senkung und fortgesetzter Materialzufuhr vom Meeresboden her Strandwall vor Strandwall[2]), und zwar gebogen in Form eines Vorlandes, entsprechend der Verteilung der Kerne. Das ist das Stadium, das dem gegenwärtigen vorangeht. Dies jetzige ist durch eine starke Zerstörung von Westen her gekennzeichnet, die den Rand des Fischlandes mehr und mehr zurückdrückte und dementsprechend das Vorland abschnitt. So zieht sich jetzt im Westen ein Dünenkliff entlang, das quer zu den Wachstumsstreifen des Vorlandes verläuft, hinter dem eine Vordüne aufgeworfen ist. Der hier fortgeführte Sand wandert nach Norden und baut Darßer Ort auf, einen nach Nordost gewandten, echten Haken. Die an dieser Stelle nicht zur Ablagerung kommende Schuttmenge wird längs des Zingst nach Osten verschoben, und baut die großen Sandflächen des Bock, Gellerhaken usw. auf.[3])

Die hier entwickelte Anschauung von der Entstehung des Darß bedarf noch eingehenderer Stützung durch Feldarbeit, als ich sie gegenwärtig zu geben vermag. Sie widerspricht der von Lehmann aufgestellten

---

[1]) F. P. Gulliver: Shoreline topography. Proc. Am. Ac. Arts Sc. XXXIV. 8. Boston 1899. 213.

[2]) Vgl. J. Reincke: Studien über die Dünen unserer Ostseeküste. I. Wiss. Meeresunters. her. v. d. Kieler Kommission, Abt. Kiel N. F. 12. Kiel 1911.

[3]) W. Deecke: Einige Beobachtungen am Sandstrande. Zentralbl. f. Min. usw. 1903. 721—727.

Theorie einer allmählichen Verlegung des Prerow-Stromes seewärts[1]) und weicht von der Gulliverschen Hypothese ab, wonach die Wachstumsstreifen durch eine Strömung von Westen nach Osten gebildet seien, während jetzt die Versetzung in umgekehrter Richtung vorwalte. Zu dieser letzten Behauptung kommt Gulliver augenscheinlich auf Grund der Lage des Prerow-Stromes, die in der Tat für Versetzung von Osten spricht. Doch genügt zur Erklärung dessen völlig die Annahme einer lokal rückläufigen Strömung hinter der Spitze bei vorwaltenden Westwinden. Meiner Auffassung nach gehört der Darß in die Klasse des Kap Canaveral etwa, dem er auch der Größenordnung nach nahesteht. Den Zingst, der keinen Kern weiter zu enthalten scheint, kann man dann mit den freien Strandwällen vergleichen, die ebenfalls an der nordamerikanischen Ostküste so ausgedehnte Uferstrecken säumen.

Die Ähnlichkeit des Darß mit Canaveral wird besonders augenfällig, wenn man neben Gullivers Abb. 10 Canaveral Blatt 2 der Vogelschen Karte so legt, daß Westen oben ist; der Winkel, den die beiden Seiten der Spitze einschließen, ist in beiden Fällen gleich. Die Erklärung, wie ich sie oben gab, dürfte daher zutreffen, da sie den Darß als Vorland auffaßte, wie es Canaveral ist. Die Rolle, welche die Prerow-Bank bei der Entwicklung gespielt hat, ist dagegen noch nicht völlig aufgeklärt. Von Hebungserscheinungen ist nichts wahrzunehmen.

c. Rügen und die Ufer der Oder-Bucht.

Nach den beiden ausführlichen Abschnitten, die Methode und Ziel der Untersuchung erkennen lassen, kann ich mich nunmehr auf dem Wege nach Osten wieder kürzer fassen, zumal für den Bereich von ganz Pommern gute Vorarbeiten vorhanden sind.

Für die Gewässer um Rügen haben Bornhöft,[2]) Credner[3]) und Deecke[4]) die Entwicklung aus gesunkenem Land nachgewiesen, Philippson[5]) die Verbindung der Landkerne untereinander noch näher betrachtet; die Swinepforte zwischen Usedom und Wollin findet bei Solger eine ansprechende Darstellung.[6])

Wenn auch für Spezialstudien hier noch ein dankbares Feld offen ist und mancherlei Probleme der Lösung harren, so kann doch an dem all-

---

[1]) F. W. P. Lehmann: Pommerns Küste von der Diewenow bis zum Darß. Breslau 1878. 35.

[2]) E. Bornhöft: Der Greifswalder Bodden. II. Jahresber. G. Ges. Greifswald 1885. 70.

[3]) R. Credner: Rügen. F. z. D. L. u. Volkskde. VII. 5. 1893.

[4]) W. Deecke: Die Oderbank, N. von Swinemünde. IX. Jahresber. G. Ges. Greifswald 1905. — Vineta ebenda X. 1907. 43. — Geologie von Pommern. Berlin 1907. 225 f.

[5]) A. Philippson: Die Küstenformen der Insel Rügen. Sitz. Ber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkde. Bonn 1892. 63.

[6]) Dünenbuch. Stuttgart 1910. 58.

gemeinen Ergebnis nicht mehr gezweifelt werden, daß die Entwicklung auf Grund einer langsamen Senkung erfolgt sei, die das Land vorübergehend in einen Archipel verwandelt hat.

Ein Verdacht auf Hebungsvorgänge besteht nur bei den Feuersteinstrandwällen an der Wurzel der Schmalen Heide. Jedoch vermute ich wegen der durch ihre Vermessung sich ergebenden geringen Höhen, sowie nach einem Vergleich mit den Feuersteinstrandwällen bei Cayeux an der französischen Kanalküste, die ich später kennen lernte, daß seitliche Anschwemmung vollkommen zur Erklärung genügt. Im ganzen Bereich der deutschen Ostseeküste kommen zudem Moore hinter Strandwällen vor. Ist eine einigermaßen bemerkbare Hebung vorhanden, so muß sofort der Abfluß dieser Moore und verlandenden Seen sich tiefer einzuschneiden beginnen. Das konnte ich in der Tat bei sehr geringen Hebungsbeträgen westlich von Trelleborg in Schonen beobachten, wo die hinter dem hohen Strandwall der Litorinazeit liegenden Moore sämtlich kleine Bäche mit starkem Gefäll in das Meer entsenden. Dergleichen fehlt hier völlig.

Andererseits spricht es für eine jugendliche Bewegung, daß man am Kreidekliff von Jasmund überall ein Wiederaufleben der Brandungstätigkeit beobachten kann, die eine scharfe neue Kliffwand in eine ältere, bereits flacher geböschte hineinschneidet.

Der jetzige Zustand darf als ausgeglichen beschrieben werden. Den Fuß der Kliffe säumt fast überall, von Zeiten besonders hohen Wasserstandes abgesehen, ein Vorstrand, der sich in den Nehrungen und Haken zwischen den Inselkernen fortsetzt. Das Material dieser Alluvionen kommt, wie Philippson für einen großen Teil derselben nachgewiesen hat,[1]) eben von den benachbarten Landkernen her. Mir schien das für den Gellen, den südlichen Ansatz an den Dornbusch auf Hiddensö, nicht ganz begründet. Am 25. Juni 1910 konnte ich diesen Teil der Insel besuchen und feststellen, daß zunächst einmal die Strecke von Neuendorf bis Vitte etwa aus einer Sandplatte besteht, die deutlich mit flachen Rücken und Senken von westsüdwestlichem Verlauf überzogen ist; die Rücken tragen Heidekrautvegetation, die Senken sind naß und moorig. Am Ufer bricht die (ganz niedrige) Sandplatte mit einem Kliff ab, das gegenwärtig durch eine Vordüne und einen breiten Strand gedeckt ist. Auf der Platte sind von Westen her Windmulden eingerissen, an deren Ostende sich unregelmäßig geformte Sandberge erheben.

Mit der Annäherung an den Dornbusch nimmt am Strande die Menge und Korngröße der Gerölle so auffällig zu, daß wohl kein Zweifel daran bestehen kann, daß in der Tat wenigstens der nördliche Teil vollständig

---

[1]) A. Philippson: Die Küstenformen der Insel Rügen. Sitz. Ber. Niederrhein. Ver. f. Natur- und Heilkunde. Bonn 1892. 63.

aus dem Schutt des Dornbusches aufgebaut ist, wenn auch zu dem Aufbau des südlichen Schutt von Westen her beigetragen haben mag.

Der jetzt gleichmäßig sich vollziehende Rückschritt der gesamten Küste wird einerseits durch die kräftigen Verluste der Landkerne und ihre Befestigung (Dornbusch, Streckelsberg auf Usedom) bezeugt,[1]) andererseits durch die in der Schälung auftretenden Torflager und Waldreste, wie solche beispielsweise zwischen Zempin und Koserow auf Usedom (Blatt 90 Zinnowitz der Karte d. D. R.) zu sehen sind. Es sind die durch das Gewicht des über sie hingewälzten Strandes zusammengedrückten Reste der vegetativen Verlandungszone, die hier überall einen so erheblichen Anteil an der Landbildung hat, wie jeder Blick auf die Karte belehrt.

Der Ausgleich ist im allgemeinen durch ein Zurückschneiden der Kerne und einen Aufbau über Buchten hinweg erreicht worden. Doch sind mir auch Stellen bekannt, an denen sich jetzt vor ursprünglich vom Meere angegriffene Kerne schützende Anschwemmungen legen. Hierher gehört der Bakenberg bei Zicker auf Mönchgut, dessen Westseite ein noch wunderbar erhaltenes Kliff zeigt, das jetzt 1000 m vom Ufer entfernt ist. Eine andere Stelle ist der Glienberg bei Zinnowitz, den etwa 120 m Anschwemmung vom Meere trennen. Die Untersuchung der allmählichen Entwicklung von Mönchgut dürfte ebenso wie die von Usedom eine sehr reizvolle Aufgabe sein.

d. Die Küste von Hinterpommern.

Wiederum kann für diesen Abschnitt auf eingehende Vorarbeiten verwiesen werden. Paul Lehmann hat eine sorgsame Beschreibung geliefert,[2]) die für jeden, der jetzt die Küste besucht, von allergrößtem Wert ist und es bedauern läßt, daß nicht für mehr Küstenstrecken ein derartiges Material vorliegt; Solger[3]) hat neuerdings eine in entwickelndem Sinne gefaßte zusammenfassende Darstellung gegeben.

Das Ergebnis dieser Arbeiten für das eingangs gestellte Problem ist, daß von einer Hebung auch keinerlei Anzeichen vorhanden sind. Der Ausgleich ist vielmehr auf Grund einer Landsenkung erfolgt. Er ist viel weiter vorgeschritten als in Rügen und Vorpommern, was auf das Ausgesetztsein dieser Küste gegenüber den Westwinden zurückzuführen sein dürfte. Wie an vielen Stellen Waldreste und Torflager bezeugen, sind die Anschwemmungen um ihre eigene Breite landwärts verschoben worden.

---

[1]) Joh. Elbert: Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee. X. Jahresber. G. Ges. Greifswald 1906. 28. — Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung. Ebenda. 1.

[2]) F. W. P. Lehmann: Das Küstengebiet Hinterpommerns. Zeitschr. Ges. f. Erdk. XIX. 1884. 332.

[3]) Dünenbuch. Stuttgart 1910.

e. Die Halbinsel Hela.

Über Hela liegen verschiedene eingehende Studien vor,[1]) von denen aber keine das Problem, das diese Halbinsel bietet, voll erfaßt und erschöpft. Dasselbe steht so: wie ist die Entwicklung der Halbinsel zu denken, auf der Bohrungen bei Kußfeld in 30 m Tiefe und bei Heisternest in 3 bis 4,5 m und wieder in 34 m Tiefe Torfe zwischen marinen Sanden nachgewiesen haben, während nach anderen Bohrungen Süßwasserconchylien sogar in über 70 m Tiefe vorkommen?

Die Untersuchung muß von der Tatsache ausgehen, daß Torfe sich nur über oder in der Nähe des Meeresspiegels bilden können, dann liegt also hier unbedingt eine starke Landsenkung vor. Als bei Kußfeld, das 15 km von der Wurzel der Halbinsel entfernt liegt, die Torfe entstanden, muß dort Land gewesen sein, die ganze Gegend also 30 m über dem jetzigen Meeresspiegel gelegen haben. Es muß ferner beachtet werden, daß bis in die Gegend von Heisternest Hela nur ein flacher Randsaum aufgesetzt auf flachem Land ist, während die Spitze aus einem beiderseits 50 m tiefen Meer aufragt. Schließlich sind im Hintergrund der Putziger Wieck junge Senkungserscheinungen bekannt, Landboden mit Vegetation, Torfen und Moor liegt unter dem Meer.

Es liegt nach alledem der Schluß nahe, daß Hela etwa von Heisternest an gewissermaßen nach zwei Seiten gewachsen ist: einmal nach Südosten zu als echter Haken, dann aber nach Nordwesten hin als Dünenwall auf einem versinkenden Geschiebemergelkern, sobald dessen Oberfläche in den Bereich des Meeresspiegels geriet. Die Spitze ist also älter als die Wurzel der Halbinsel. Ich erblicke eine Stütze für diese Anschauung in der Tatsache, daß nach der Seekarte (Nr. 29 1:75 000) außerhalb von Rixhöft und mehrfach vor Heisternest Lehmboden eingetragen ist, den ich als abradierten Geschiebemergel deute, darin mit A. Jentzsch[2]) übereinstimmend.

Gegenwärtig hat Hela die Funktion eines Hakens und seine Zerstörung an der schmalen Wurzel hängt, wie bei dem echten Haken, von dem Maß der Zerstörung derjenigen Stelle ab, an der er angeheftet ist, hier Rixhöft.

In der Wurzelgegend erfolgt gegenwärtig noch Verbreiterung durch vegetative Verlandung, die einen unregelmäßigen Uferumriß erzeugt. Dagegen mag die Glätte der Innenseite der Spitze auf eine hier nach Osten

---

[1]) H. Wünsche: Studien auf der Halbinsel Hela. Diss. Leipzig. Dresden 1904. — H. Mankowski: Die Halbinsel Hela. Danzig 1906. — Seeger: Hela. Mitt. d. D. Seefisch. Ver. 1910. 95. — Bohrergebnisse auch in K. Keilhack: Ergebn. von Bohrungen. I. Jahrb. Geol. L. A. f. 1903. XXIV. 1907. 555.

[2]) In Handbuch d. deutschen Dünenbaus. Berlin 1900. Karte S. 33.

gerichtete Wirbelbewegung des Wassers im äußeren Teil der Putziger Wieck zurückzuführen sein.

f. Die preußische Küste.

Das Studium der Küste zwischen Danzig und Memel wird durch den Mangel guter Karten (abgesehen vom Samland) und entsprechender Vorarbeiten, wie sie an anderen Stellen vorhanden sind, sehr erschwert.

Das Gesamtbild ist so, daß der hohe Landkern des Samlandes, dem sich Stablack und Elbinger Höhe südlich anschließen, zwei weit eingreifende Niederungen voneinander trennt: die Weichselniederung und die Memelniederung. Beide werden durch eine Nehrung vom Meer geschieden, hier die Frische, dort die Kurische Nehrung. Bei beiden ist das hinter der Nehrung gelegene Haff zu einem mehr oder minder großen Teil von einem Delta aufgefüllt. Entferne ich Nehrung und Delta, so bleibt je eine weit offene Bucht zurück, die einerseits bis in die Gegend der Montauer Spitze, andererseits bis etwa Tilsit reicht, wobei die erstere Bucht noch einen Zipfel bis gegen Königsberg hin entsendet und aus der Memelbucht noch die Diluvialinsel von Rossitten aufragt. Nähere Untersuchung wird ergeben, daß das Meer nicht überall so weit gereicht haben kann.

Geologisch aufgenommen sind von diesem ganzen Gebiet einige wenige Teile des Weichseldeltas,[1]) noch kleinere nur im Memeldelta,[2]) im übrigen liegen allein Tiefbohrungen vor.[3]) Immerhin läßt sich aus diesem lückenhaften Material das eine wohl entnehmen, daß marine Schichten an der Basis des Alluviums fast völlig fehlen.[4]) Vielmehr liegt eine unregelmäßig gestaltete Diluviallandschaft vor, die im Weichseldelta Höhenunterschiede von etwa 20 m, im Großen Moosbruch solche von 18 m auf relativ kurze Strecken aufweist, und von Süßwasserschichten überdeckt wird.

Im Profil des Weichseldeltas tritt dann in etwa 6 bis 8 m Tiefe unter dem Meere eine marine Einlagerung auf, Sande mit Cardium edule, Tellina baltica, Mytilus edulis und Hydrobia baltica. Sie reicht etwa 7 bis 8 km landeinwärts und ist sehr allgemein verbreitet, geht nach Jentzschs Profil nach oben in Dünensand über.[5]) Diese Lagerungsverhältnisse sucht mein Profil übersichtlich zusammenzufassen (Abb. 2).

---

[1]) Geol. Karte von Preußen. Gradabt. 16. 32 Blatt Oliva; 38 Danzig; 33/39 Weichselmünde; 40 Nickelswalde; 44 Praust; 45 Trutenau; 46 Käsemark. Lieferung 107. 1903.

[2]) A. Klautzsch: Die geol. Verhältnisse des Großen Moosbruchs in Ostpreußen. Jahrb. Geol. L. A. f. 1906. XXVII. 1909. 230.

[3]) K. Keilhack: Ergebnisse der Bohrungen. I. Jahrb. Geol. L. A. f. 1903. XXIV. 1907. 555.

[4]) B. Kühn führt in den Erl. zu Blatt Käsemark Sande mit Cardium in 17—19 m Tiefe bei Klein Zünder an.

[5]) A. Jentzsch in Erl. zu Blatt Nickelswalde Gradabt. 16. No. 40. Lief. 107. 1903. 23.

Zu folgender Deutung dieses Befundes komme ich: Der größere Teil des Weichseldeltas besteht aus den Ablagerungen eines verwilderten Flachlandflusses, der an einer sinkenden Küste mündend eine Bodensenke auffüllt. Die unregelmäßigen Löcher der darunter liegenden Diluviallandschaft geben die Möglichkeit mit einem geringeren Senkungsbetrag zu rechnen, als er sich an und für sich aus dem Vorkommen so tiefliegender Süßwasserschichten ergeben würde, da Kryptodepressionen im diluvialen Aufschüttungsgebiet gar nicht selten sind.

Der Aufschüttungsperiode fluviatiler Bildungen folgte, jedenfalls im Höhepunkt der Litorinasenkung, eine marine Phase für den jetzigen seeseitigen Saum der Niederung, mit anderen Worten, die Senkung brachte schließlich auch einen Teil des jetzigen Landes unter den Meeresspiegel. Wie der Übergang der marinen Sande dieser Zeit in die heutigen nach oben hin zeigt, lag auch damals schon der absperrende freie Strandwall da, wo jetzt die Frische Nehrung liegt. Das Haff dahinter war aber weit

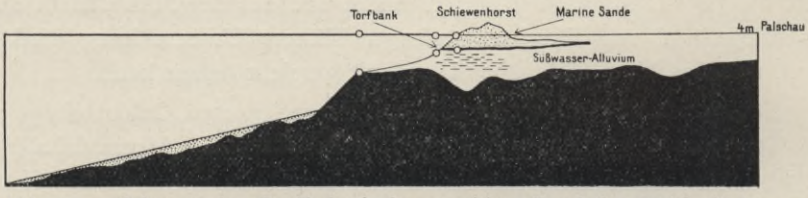


Abb. 2. — Schematisches Profil durch den seeseitigen Rand des Weichseldeltas. — 1 : 500 000 und 1 : 4000.

ausgedehnter als das jetzige, hat es doch die großen Kliffe der Elbinger Gegend geschaffen. In das Urhaff mußte die Weichsel nunmehr erneut Deltaschichten schütten. Dieses Delta hat niemals seewärts über das heutige Ufer hinausgereicht, da seine Schichten nirgends unter der Nehrung hindurchgehen. Seine Lage hat öfter gewechselt, wie die topographischen Verhältnisse erkennen lassen.[1])

Wann diese Phase gewesen ist, läßt sich kaum angeben, eine ihr folgende Senkung ist absolut nicht zur Erklärung der Ablagerungen notwendig. Für diese genügt vielmehr der Entwicklungsgang, daß bei Stillstand des Landes die Weichsel allmählich das Urhaff verschüttete, wobei über die marinen Schichten am Boden dieses Haffes sich die fluviatilen so tief hinablegten, als eben das Haff tief war, d. h. rund 6 m, welche Zahl auch gegenwärtig im Frischen Haff nahezu erreicht wird.[2]) Mit dem Er-

[1]) P. Sonntag: Geologischer Führer durch die Danziger Gegend. Danzig 1910. Kapitel 12. — Strandverschiebungen und alte Küstenlinien an der Weichselmündung bei Danzig. Zeitschr. Westpr. Gesch. Ver. 50. 1908. 1.

[2]) G. Braun: Das Frische Haff. Zeitschr. f. Gewässerkunde VII. 1906. Tiefenkarte S. 153.

reichen des Strandwalles, der sich inzwischen zur Nehrung auswuchs, wurde der Fluß gezwungen, sich seitwärts zu wenden, wodurch dann Verhältnisse geschaffen wurden, die unmittelbar zu den heutigen hinüberführen.

Als Vergleichsobjekt zu der der Gegenwart vorangehenden Phase in der Geschichte des Weichseldeltas möchte ich die Küste zwischen Duino und Venedig etwa ansehen (österr. ungarische Spezialkarte 22. VIII. Strassoldo; 22. IX. Görz; 23. VIII. Porto Buso; 23. IX. Triest. Italienische Karte 1 : 100 000. 39 Pordenone; 40 Palmanova; 52 S. Donà di Piave; 53 Foce del Tagliamento). Auch hier befindet sich, wie aus Grunds Untersuchungen[1]) hervorgeht, das Land im Sinken, es liegen mächtige Flußsedimente, vermischt mit marinen, im Untergrund;[2]) die Flüsse münden teilweis in den Lagunen, meist allerdings durchqueren sie sie und bilden vor der Außenküste Deltas, die teils spitz (Isonzo), teils zugerundet sind (Tagliamento). Das größere Gefäll dieser Flüsse gegenüber der Weichsel erklärt das Überwinden der Lagunen in der ursprünglichen Laufrichtung zur Genüge, auch liegt an dieser geschützten Stelle nicht ein so kräftiger Wall vor, als es die Frische Nehrung ist.

Über die Bildungsgeschichte des Memeldeltas sind wir lange nicht so gut unterrichtet, wie über die der Weichselniederung. Die Grundlage bilden immer noch die alten Berendt'schen Untersuchungen:[3]) Er nimmt zwei Hebungen und zweimaliges Sinken an, wovon die erste Hebung und erste Senkung ohne weiteres zu streichen sind, da sie sich an das Emportauchen des Landes aus dem Diluvialmeer knüpfen. Spätere Bearbeiter wie Johnsen[4]) haben die Tatsache übersehen, daß Berendt die Inlandeistheorie noch gar nicht kannte und kennen konnte und so leben diese angeblichen Pendelbewegungen des Landes noch jetzt in der Literatur fort. Die zweite Senkung von 30 bis 40 Fuß ist überdies deshalb zu streichen, weil durch sie die ganze Memelniederung in eine Bucht verwandelt worden wäre, in der sich marine Schichten hätten bilden müssen, die indessen, soweit bekannt, fehlen.

Dadurch wird auch die zweite Hebungsbewegung überflüssig; die von Berendt als ihr Anzeichen bestimmten Formen betrachte ich als ein gewisses Stadium in seiner zweiten Senkungsbewegung, die somit allein

---

[1]) A. Grund: Die Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. G. Jahresber. a. Österreich. VI. 1907. 11.

[2]) A. Rühl: Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen. Veröff. Inst. f. Meereskde usw. 8. 1906.

[3]) G. Berendt: Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Schriften Phys. ök. Ges. Königsberg. IX. 1869.

[4]) A. Johnsen: Glaukonit in den Kupsten der Kurischen Nehrung. Schrift. Phys. ök. Ges. Königsberg. 1908. 51.

erhalten bleibt. Es sind vornehmlich (Seekarte 45, 1 : 150 000) der alte, jetzt im Haff versunkene Uferrand Krantas, die Sandbank Esch und die Bernstein führenden Strandablagerungen verschiedener Stellen. Diese Formengruppe liegt jetzt unter dem Wasserspiegel, es hat also seit der Zeit ihrer Ausbildung noch eine Senkung stattgefunden, der der gegenwärtige Stillstand folgte.

Wie vieles auch an dieser Darstellung infolge der ungenügenden Grundlagen mangelhaft sein mag und zu ändern sein wird, das eine scheint mir sicher, daß auch hier zur Erklärung der Formen die Annahme einer einzigen Senkung genügt, die in die Litorinazeit fallend, wie die Muschelfunde beweisen, bis in die Gegenwart hinein gedauert hat.[1]) Dieselbe wurde im Weichselgebiet nahezu völlig durch die Aufschüttungen des Stromes kompensiert, das Land wuchs trotz derselben seewärts. Da wo nicht mehr die Sinkstoffmengen der Weichsel zur Verfügung stehen, breitet sich die Wasserfläche des Haffs auf altem Landboden aus. Im Bereich der Memel hat die Senkung gegenüber dem Fluß erhebliche Fortschritte erzielt, junge Uferformen liegen hier unter dem Wasserspiegel, von jungem Verschwinden von Land und Bäumen wird berichtet, das Haff dehnt sich aus.

Die Westküste der Halbinsel Jütland.

Fünfhundert Kilometer lang stellt sich von der Elbemündung bis Skagen hin die jütische Westküste in nordsüdlichem Verlauf dem Meer entgegen. Schon äußerlich zerfällt sie in zwei Teile, die sich bei Blaavandshuk voneinander scheiden:[2]) im Norden Glattküste, im Süden ein zerrissener Inselkranz mit in Zerstörung begriffenem Marschland. Die Unterschiede gehen tiefer: im Norden bis 50 m über dem jetzigen Meeresspiegel liegende marine Ablagerungen geringen Alters, im Süden Süßwasserbildungen weit unter dem Meeresspiegel. Auch stehen beide Enden der Küste unter ganz verschiedenen Bedingungen dem Meere gegenüber: Skagen hat selbst bei Springflut nur einen Tidenhub von 0,30 m, während in Cuxhaven die Fluthöhe dauernd 3 m übersteigt.[3]) Es treffen also hier zwei für die Ausgestaltung der Küste wichtige Faktoren sich summierend zusammen, es ist daher von besonderem Interesse, das Ufer zu verfolgen und festzustellen, wie es auf diese Einwirkungen reagiert, zumal im Ostseegebiet Küstenstrecken behandelt sind, die nur der Senkung unterlagen, sonst aber gleichaltrig und gleichartig den jütischen sind. Das Problem

---

[1]) Der gleichen Ansicht ist A. Tornquist. Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910. 188f.

[2]) Die beste Übersicht gewähren die Blätter Hamburg, Kiel, Apenrade, Aarhus, Grenaa, Aalborg, Göteborg der Übersichtskarte von Mitteleuropa 1 : 300 000.

[3]) Gezeitentafeln. Berlin.

steht demnach so: inwieweit überwinden die normalen marinen Kräfte die Einwirkung von Hebung und Senkung.

1. Die Oberflächengestalt Jütlands.

Nach deutschen und dänischen Untersuchungen,[1]) die in den letzten Jahren ganz erfreulich vorgeschritten sind, kann man sich folgendes Bild von den Oberflächenformen machen, die mit dem Meer in Berührung traten.

Den Westen der Halbinsel nimmt eine Zone ein, die aus einzelnen Hügeln und Hügelgruppen besteht. Sie erheben sich mit deutlichem Anstieg aus ihrer Umgebung, erreichen Höhen von über 100 m und sind stark zerschnitten, stellenweise ganz aufgelöst, namentlich im Süden. Ich stelle hierher die Höhen von Heide mit 80 m Höhe, die von Husum und Schwabstedt mit 54 m Höhe, die von Bredstedt (44 m), von Stedesand (45 m), die Wongshöhe bei Lügumkloster (62 m), das Hügelland von Toftlund-Hellewatt (83 m), das von Rödding (81 m), das von Esbjerg (77 m), von Varde (64 m), von Ringkjöbing (111 m), viele kleinere im Gebiet des Limfjords, in Vendsyssel das Hügelland von Hjöring (93 m) und von Fredrikshavn (91 m). Den landschaftlichen Eindruck dieser Form gibt die dänische Bezeichnung „Bakkeøer" wieder, was wir mit „Inselhügel" übertragen können. Die Inselhügel[2]) bestehen aus Sanden und sandigen Moränen verschiedener Eiszeiten, waren vielleicht einmal Endmoränen, sind jetzt aber in ihren Formen als solche unkenntlich und oft radial normal reif zerschnitten. Es ist keineswegs anzunehmen, daß alle diese Inselhügel gleichaltrig sind, vielmehr haben die nördlichen in Vendsyssel ein geringeres Alter, während die südlichen älter sind als die Endmoränen der letzten Vereisung, die Gottsche, Ussing und Harder verfolgt haben. Auf den Inseln gehören die Kerne von Amrum und Sylt dieser Zone an.

Die Inselhügel werden von ebenen Flächen umgeben, die im Norden und Süden verschiedener Entstehung sind. In Vendsyssel bis an den Limfjord sind das marine Ablagerungen und Abrasionsplatten, die von dem spätglacialen Yoldiameer geschaffen wurden. Im Süden, etwa von der Südseite des Limfjordes an sind es Aufschüttungsebenen von Flüssen, die sich an den Eisrand anschließen. Da in Vendsyssel sich also zwischen die Urform des Landes, die Inselhügel, und die marinen Formen kein Zwischenglied einschiebt, so wenden wir uns jetzt den Aufschüttungs-

[1]) C. Gottsche: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins I. Mitt. G. Ges. Hamburg. 13. 1897. 1 Karte. — N. V. Ussing: Om Jyllands Hedesletter. Videnskab. Selskabs Oversigt 1903. 99. — La grande moraine terminale dite baltique, en Jutland. Ebenda 153. — Om Floddale og Randmoraener i Jylland. Ebenda. 1907. 161. Karte. — Danmarks Geologi. 2. Aufl. 1904. — P. Harder: En Østjydsk Israndslinje og dens Indflydelse paa Vandlöbene. Danm. geol. Undersög. II. 19. 1908. — R. Struck: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschr. XVII. D. G. Tag. Lübeck 1909. — N. V. Ussing: Dänemark. Handb. d. Reg. Geol. I. 2. 1910.

[2]) F. Machatschek: Dänemarks Boden und Oberfläche. G. Z. 1906. 361.

ebenen zu. Sie sind am ausgedehntesten und am besten erhalten da, wo sie an die Endmoränen ansetzen, ihr Material ist dort grobkörnig, z. B. bei Herning häufig bis zu Faustgröße, nimmt nach Westen hin an Korngröße rasch ab. Das Gefäll beträgt z. B. bei der Karup-Heide im Norden von Herning rund 1 · 8 ‰, von Dollerup nach Westen 2 ‰ (Blatt Viborg 1 : 40 000), bei der Heide an der Skjerne Aa etwas weniger, bei der Grindstedt-Heide im Osten von Varde wiederum 1 · 5 bis 1 · 6 ‰. Im deutschen Anteil erhält man für den Heideflächenrücken, der sich von Lügumkloster nach Osten bis an die Bahn erstreckt, das Gefäll von 1 ‰.

Diese Werte sind also außerordentlich gering, sie sind indessen nicht so unbedeutend, wenn man die Entfernungen, um die es sich handelt, in Betracht zieht. So steigt die Karup-Heide bis auf 75 m an, die Grindstedt-Heide bis gegen 80 m, der Rücken bei Lügumkloster bis 45 m; es liegen in der Tat also recht erhebliche schiefe Ebenen vor.

Nach Westen hin verschmälern sich die Heideflächen und schieben sich zwischen die Inselhügel ein, sie als niedrige Platte umgebend, stellenweise als Terrassen ausgebildet (Blatt Varde 1 : 40 000). Vielfach sind sie nicht mehr unzerschnitten, so daß das reine Bild dieser Aufschüttungsflächen durch Erosionstäler, in denen gelegentlich jüngere Aufschüttungen stattfanden, gestört ist. Z. B. liegt in der Karup-Heide das Tal der Storaa um 6 m eingeschnitten (Blatt Örre), das der Skive Aa mit jungen Aufschüttungen bei Mogenstrup um 6 m, unterhalb Höstring um 20 m, das der Haderup Aa bei Haderup 20 m (Blatt Davbjerg). Auf deutschem Gebiet löst sich die Heidesandfläche nach Westen in langgestreckte Rücken auf, zwischen denen in flachen Senken große Moore liegen. Gegen die Küste hin taucht diese Landschaftsform unter die Marschbildungen ohne besondere Erscheinungen unter, gelegentlich noch inselartig ganz flach schildförmig wieder herausragend. Es ergibt sich daraus der Schluß, daß zur Zeit der Bildung dieser Sandflächen das Land höher gelegen haben muß. Die jugendliche Zerschneidung ist äußerst gering.

Im Osten endet die Heidelandschaft an dem wallförmigen Zug der Jungendmoränen. Wir können ihn von Kiel über Flensburg, Schleswig, Apenrade, Vamdrup, westlich von Silkeborg vorbei bis südlich von Lemvig, wo er ans Meer stößt, verfolgen. Wie sich die nördlichen Landschaften zu diesem Zug verhalten, scheint noch unsicher, die verschiedenen Staffeln, die Ussings Karte angibt (l. c.), sind noch nicht miteinander verbunden. Jedenfalls war Vendsyssel schon eisfrei, als im östlichen Teil des Landes bei Skanderborg, Aarhus und auf der Halbinsel Djursland das Eis noch fest lag. Für die Westküste spielen die Landschaftsformen der Endmoräne und der Grundmoräne keine Rolle im einzelnen, wir können daher hier von ihrer näheren Betrachtung absehen.

2. Die Küste.

Die Beschreibung und Untersuchung der Küste wird letztere zweckmäßig in mehrere Teile zerlegen können, zunächst den südlichen nämlich, in dem keine gehobenen marinen Bildungen vorkommen, und den nördlichen, in dem solche die Gestalt des Landes beherrschen; der erstere wieder umfaßt zwei Abschnitte, die Restinselküste bis Esbjerg und die Ausgleichsküste bis Bovbjerg.

a. Die Restinselküste bis Esbjerg.

Wenn man mit der Marschbahn von Hamburg kommend Itzehoe passiert und über Wilster hinaus die Nordrichtung parallel der Küste gewonnen hat, bemerkt man vor St. Michaelisdonn (Meßtischblatt 651) rechts einen mäßig verwischten Steilhang von 20 bis 25 m Höhe; an seinem Fuß zieht eine sumpfige Senke entlang, in der die Friedrichshofer Au in +0.1 bis —0.3 m Höhe nach Südosten fließt. Nach Westen hin liegt eingedeichte Marsch 0 bis 2 m hoch. Zwischen Sumpf und Marsch aber schieben sich dem Hang annähernd parallel verlaufende, niedrige Sandrücken hin, deren einem die Bahn folgt. Dieser erreicht bei Warferdonn 3.4 m Höhe, der äußere mit Süderdonn trägt keine Höhenzahl, mag sich etwa um 2 m über seine Umgebung erheben. Der Ansatzpunkt beider Rücken und kleiner Zwischenglieder, die alle nach S. auseinanderlaufen und Moorstreifen zwischen sich einschließen, liegt bei Norderdonn, von wo der Steilhang geradlinig in Richtung N. z. W. weiterläuft.

Es besteht nach diesem Befund wohl kein Zweifel, daß hier eine frühere Küste vorliegt. Der Steilhang ist das Kliff, dessen Krümmungen durch Haken allmählich ausgeglichen wurden. Die Haken bedeckten sich mit geringen Vordünen, deren Formen jetzt durch die Bebauung und Besiedlung sowie Sandgruben gänzlich verwischt sind. Durch die Vegetation und die Rückenform heben sie sich aber noch scharf von ihrer Umgebung ab. Zwischen ihnen und dem Kliff verlandete die gebildete Lagune allmählich auf vegetativem Wege. Der Erhaltungszustand der Formen ist relativ frisch, es kann nicht übermäßig lange her sein, daß das Ufer hier gelegen hat; auch muß diese Stelle ziemlich lange als Ufer gedient haben, daß der Ausgleich und ein Zurückschneiden des Kliffs bis zu dieser Höhe möglich war. Jedenfalls ist diese Küste älter als die benachbarte Marsch, deren Eindeichung 1762 geschah.[1])

Verfolgen wir nach diesen Feststellungen die frühere Küste weiter. Die Bahn folgt dem Kliff (Meßtischblatt 567), dessen Oberkante von 25 m Höhe sich allmählich nach N hinabsenkt, um in der Gegend von Wind-

---

[1]) Der Elbestrom. Tabellenband. Berlin 1898. 220.

bergen völlig zu verschwinden. Das Kliff ist von kleinen Schluchten zerschnitten, aus deren Mündungen Schuttkegel auf die benachbarte Marsch hinübergreifen; sie sind klein, auf dem Meßtischblatt kaum kenntlich. Dem Kliff sind bei Gudendorf und nördlich davon Dünen aufgesetzt.

Da wo der Diluvialkern im Norden verschwindet, beginnt, die frühere Bucht des Windberger Sees abschließend, wieder eine Nehrung mit aufgesetzten kuppigen Dünen, die 6·3 m Höhe erreichen, während die benachbarte Marsch bis 1·6 m hoch, der Windberger See 0·8 m hoch liegt. Im Süden, bei dem Bahnwärter-Haus von Windbergen, scheint ein Tief gelegen zu haben.

Weiter nördlich (Meßtischblatt 490) liegen die Verhältnisse zunächst nicht so klar. Vor dem Diluvialrücken von Hemmingstedt liegt in der Linie Lieth—Lohe—Rickelshof allerdings ein bis zu 5·5 m hoher Sandstreifen, den Meyns Karte[2]) aber z. T. als Moräne, z. T. als Heidesand bezeichnet, eine Feststellung, die ich bezweifle, aber gegenwärtig nicht zu erschüttern vermag. Dieselbe Sandzunge setzt sich über Weddingstedt (Meßtischblatt 420) hinaus fort und trägt dort die Siedlungen Wittenwurth, Bargen, Rehm, Krempel, Lunden u. a. Dahinter liegen ausgedehnte Moore bis zu —1·3 m hinabgehend. Die Sandzunge endet an der Eider als ganz geringe Erhebung.

Dünensande, topographisch wenig bemerkenswert, treten dann noch weiter nördlich bei Husum bis Wobbenbüll und nordwestlich von Bredstedt, sowie an mehreren anderen Stellen auf. Da westlich von ihnen stets Marschen liegen, aus denen ihr Sand nicht stammen kann und die vorherrschenden Westwinde andererseits den Sand nicht haben von Osten kommen lassen können, so sind auch sie als sichere Zeugen einer früheren Küste anzusehen.

Wir befinden uns hier schon im Bereich einer ausgesprochenen Innenküste. Nach einem rund 30 km breiten Marschenstreifen folgt im Westen die Außenküste, die über den Außenrand der Halbinsel Eiderstedt nach Amrum und Sylt hinüber verläuft. In Sylt, Föhr und Amrum, sowie bei Garding und Tating auf Eiderstedt entragen den Marschen und Dünen diluviale Kerne.

Wir haben uns nach alledem die Entwicklung dieser Küstenstrecke folgendermaßen vorzustellen:

1. eine Senkung schuf eine der Oberflächenform des Landes entsprechende, wenig gebuchtete Küste mit einzelnen vorgelagerten Inseln;
2. bei ganz langsamem Fortgang der Senkung wird zunächst die

[1]) Geologische Übersichtskarte der Provinz Schleswig-Holstein bearbeitet von L. Meyn; her. v. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Berlin 1881. 1:300000.

innere Küste ausgeglichen. Gleichzeitig hängen sich Haken an die Inselkerne vor dem Ufer an, verbinden sie miteinander, ähnlich wie die Inselkerne von Rügen miteinander verbunden sind. Die Außenküste schließt sich, im Inneren der Haffe beginnt die Vermarschung, deren Fortgang die Innenküste außer Tätigkeit setzt, während gleichzeitig die mit Süßwasser erfüllten abgeschnürten Winkel vermooren;

3. nach längerer Dauer dieser Zustände und Vorgänge erneuern sich die Angriffe des Meeres. Die dünenbesetzten Nehrungen zerbrechen, und hinter ihnen beginnt die naturgemäß leichte Zerstörung der Marschen. Insonderheit der Ebbestrom wirkt im Verein mit Sturmfluten verheerend. Der Mensch arbeitet durch Eindeichungen der Zerstörung stellenweise mit Erfolg entgegen.

Es fragt sich, auf welche Ursache der erneute Angriff des Meeres zurückzuführen ist. Die Ausgestaltung der Küste beruht augenscheinlich ganz auf der großen Wirkung der Gezeitenströme, die sich über 30 m tiefe Rinnen offen halten, andererseits deltaförmig Sandbänke aufschütten. Solange die Gezeiten die gegenwärtige Höhe von 3 m im Mittel haben, solange müssen sie auch in gleicher Weise an der Ausgestaltung der von ihnen geschaffenen Formen bis zu deren jetzigem Aussehen gearbeitet haben. Es liegt also nahe, mit dem Einsetzen so starker Gezeiten auch den Beginn der Küstenzerstörung anzusetzen.

Die einzelnen Phasen dieser Zerstörung sind Gegenstand eingehender historischer Studien gewesen, die letzthin Kretschmer zusammengefaßt hat.[1]) Das Ergebnis der physiogeographischen und historischen Arbeit ist, daß die Tätigkeit des Meeres stärker als die Senkung an der Ausgestaltung der Küste gewirkt hat.

b. Die Ausgleichsküste von Blaavandshuk bis Bovbjerg.

Blaavandshuk ist ein scharfer Vorsprung der jütischen Küste, der sich in Horns Riff mit sehr geringen Tiefen noch weit in die Nordsee hinein fortsetzt. Das feste Hinterland wird von der Kals Maersk-Heide gebildet, einem diluvialen Kern, der sich mit durch Sandflug umgestalteter Oberfläche von etwa 12 m Höhe bei der Aalkirche bis zu 6 und 7 m Höhe in der Gejl-Hede bei Blaavand selbst senkt. Die Oberfläche dieser Heide ist infolge Ortsteinbildung feucht, mit Seen und Sümpfen in den flachen Bodensenken reichlich versehen; die Vegetation besteht aus der Glockenheide (Erica tetralix), dem Heidekraut (Calluna vulgaris), Myrica gale,

---

[1]) K. Kretschmer: Historische Geographie von Mitteleuropa. München-Berlin 1904.

Empetrum u. a. zu dieser Formation gehörenden Pflanzen.[1]) Der Heidefläche sind Dünen aufgesetzt, die sie bis höchstens 30 m überragen, wallförmig von Norden nach Süden verlaufen, mit langen schmalen Zipfeln im Westen beginnend. Sie sind größtenteils mit Vegetation bedeckt, die schlimmsten auch künstlich bepflanzt mit jetzt schon 50 bis 60 Jahre alten Plantagen.

Die Huk selbst ist nun keineswegs ein hohes Vorgebirge, wie man annehmen könnte und wie es die entsprechenden Vorsprünge weiter nördlich in Jütland auch sind. Die Heidefläche senkt sich vielmehr allmählich nach Westen. Wir übersteigen, von 6 m Höhe ausgehend, die relativ 12 m hohen Hornsbjerge, einen unregelmäßigen, dem Ufer parallelen Dünenwall, und erreichen wiederum die Heidefläche in etwa 5 m Höhe. Der Rand wird dann durch die bis 12 m hohen „Stranddünen" verdeckt, die mit starken Windrissen durchsetzt sind, ihrerseits nun von einem Dünenkliff angeschnitten werden. Davor dehnt sich ein 200 m breiter Vorstrand aus.

Diesen Zustand der Huk erkläre ich durch den Schutz, den die großen Untiefen von Horns Riff der Spitze gewähren. Sicherlich sind dort erst vor relativ sehr kurzer Zeit Reste von Inseln verschwunden, die dem Lande vorlagen und mit ihm vielleicht durch Nehrungen verbunden waren. Von Norden her wird dann weiterhin dauernd durch die Versetzung Sand herbeigeführt, der gegenwärtig, wenigstens über Wasser, freilich noch keinen selbständigen Haken zu bilden vermag; unter Wasser deutet die Untiefe Ulven mit knapp 1 m Tiefe die Entwicklung bereits an.

Die Südseite der Huk ist anders gestaltet. Ein deutliches Kliff schneidet die hier etwa 4·5 m hohe Heidefläche scharf und geradlinig ab. Der oberen Kliffkante ist eine schmale, wallförmige, bis 8 m hohe Vordüne aufgesetzt, die auffällig unzerrissen ist. Vier bis fünf Kilometer vom Kap entfernt taucht die Heidefläche unter und tritt in die Linie Midtby—Oxby zurück. Das jetzige Ufer zieht aber in der bisher angenommenen Richtung weiter, nun als normale scharfe Vordüne ausgebildet. Dahinter liegen in dem abgeschnürten Winkel Moor und Marsch, sowie eine ganze Reihe verschiedener Verlandungsstreifen. Die Vordüne geht dann in die Riesensandplatte von Skalling über, die ein Gegenstück zu den Sandplatten von Fanö, Röm und Amrum bietet. Sie ist stellenweise gänzlich vegetationslos, mit Steinen und Muschelschalen bedeckt, während sich in der Mitte der Längserstreckung die Svenske Knolle, eine bis 10 m hohe Dünengruppe, erheben. Diese Dünen zeigen seewärts ein deutliches Dünenkliff, dadurch beweisend, daß sie angegriffen werden, die Sandplatte sich

[1]) Vgl. E. Warming: Ekskursionen til Fanö og Blaavand. Bot. Tidskr. 19. 1894/95. 83.

nach innen verschiebt. In den Dünen selbst ist die Erstreckung parallel dem Ufer durch eine ausgesprochen nordöstliche besonders randlich ersetzt. Gegen das Ende am grauen Tief hin sind dann nur noch parallele nordöstlich gerichtete Rücken von 2 bis 3 m relativer Höhe vorhanden.[1])

Ein älterer Vorläufer der Bildung von Skalling scheint die kleine Insel Langlig Bjerge (so das dänische Meßtischblatt Skalling Ende A E 4; Vogels Karte schreibt „Langlid", die Übersichtskarte von Mitteleuropa „Langli")[2]) zu sein. Trotz ihrer geringen Ausdehnung, 2500:750 m, weist sie sehr verschiedene Baubestandteile auf. Im Südosten und Nordosten enthält sie echte Marschflächen, die noch nicht + 1 m erreichen und von sandigen Strandwällen an der Südspitze gesäumt werden. Das Innere der Insel ist eine 3 bis 4 m hoch liegende sandige Heide, ähnlich der auf dem benachbarten Fanö; ihr sind Dünen von ausgesprochener Parabelform aufgesetzt, die bis zu 10 m Höhe (nach der Seekarte sogar 13 m) erreichen. An der Nordwestseite wird sie von scharfem Kliff gesäumt; es scheint mir, als ob dieses Kliff älter ist als der gegenwärtige Zustand des Hobodyb (vgl. dänische Seekarte Graadyb Nr. 167, 1:40 000), das nur eine ganz schmale, bis 3,8 m tiefe Rinne ist, während der Langlig-Sand bei jeder Ebbe trocken läuft und zu flach ist, um eine Brandung entstehen zu lassen, die ein solches Kliff schaffen kann.

Aber wie dem auch sei, die Dünen der Insel sind jedenfalls ihrer Form nach viel älter als die Dünen auf Skalling. Sie gleichen durchaus den nur wenig größeren älteren Zügen von Fanö, zeigen vor allem auch wie diese eine ganz andere Richtung ihrer Arme, als sie die jungen Dünen von Skalling aufweisen. Laufen diese nämlich ausgesprochen Nordost, so die von Langlig Ostsüdost, ebenso wie die älteren von Fanö.

Ich möchte daher glauben, daß Langlig mit dem Ostteil von Fanö gleichaltrig und älter als Skalling ist. Die kleine Insel gehört jedenfalls der Entwicklungsphase an, in welcher das Ufer von Öster Oxby längs der Havnegröft bis zum Haken von Sönderballe verlief. Zu dem damaligen Ufer gehören auch die großen Dünenbildungen der Krogsande bei Oxby und der Bolbjerge weiter östlich, die z. T. auch OSO., z. T. rein O. verlaufende Arme zeigen, jedenfalls keine der heute auf Skalling herrschenden Richtung entsprechenden. Das Alter dieser Uferlage, die dann weiter etwa mitten durch Fanö hindurch verlief, ergibt sich nach den auf Langlig und

---

[1]) H. Poulsen: Halvöen Skallingen. G. Tidskr. 8. 1885—86. 32 berichtet, daß die Dünen z. T. von der Brandung zerstört seien. Die ältere Zahl von 23′ = 7,5 m (vgl. Meßtischblatt und Ed. Erslev: Jyske Naturforhold I. G. Tidskr. 6. 1882. 11) gehört in der Tat einer Düne an.

[2]) J. P. Trap: Kongeriget Danmark. 3. Aufl. 5. Kopenhagen 1904. 735 schreibt ebenfalls „Langlig".

Fanö vorhandenen Marschbildungen als in die Phase 2 fallend, die Zeit des Ausgleichs der Außenküste bei langsamer Senkung.

Wenden wir uns von Blaavandshuk nach Norden. Zwei größere Wasserflächen liegen am Nordende der Heide: der kleinere Langsö in 5 m Höhe und der große Filsö in 2·5 m Höhe. Zu beiden hin dacht sich die Heide ab. Aber nicht ganz allmählich, sondern beide Seen werden von Ufermarken als Zeichen früher höheren Wasserstandes umzogen.

Über dem Langsö (dänische Meßtischblätter A A 6 Vejrsby und A A 7 Graamulbjerg) erhebt sich im Osten eine nahezu 3000 m lange Kliffwand, die bis zu 10 m Höhe über ihrem Fuß erreicht. Dieser Fuß selbst verläuft in 25' = 7·8 m Höhe und liegt damit um 9' = 2·8 m über dem Spiegel des Langsö. Mindestens so hoch muß also das Wasser zur Zeit der Ausbildung der Kliffwand gestanden haben; dieser Hochstand aber muß lange Zeit angehalten haben, denn das Kliff ist scharf und ungewöhnlich geradlinig ausgebildet.

Wir besuchen den Filsö. Sein Spiegel liegt jetzt 8' = 2·5 m hoch. Der See wird von großen Moor- und Wiesenflächen umgeben, die sich deutlich gleichmäßig zu ihm hin senken. Das ist ohne die Annahme einer Wasserstandsänderung ein Unding. Am oberen Rande der Wiesen ist denn auch ein deutliches Kliff im Norden des Sees am Klövbakke vorhanden, das 10 bis 12 m hoch ist, noch frischer aussieht als das am Langsö. Sein Fuß liegt ebenfalls 7·8 m hoch, ebenso der eines benachbarten Kliffes bei Henne Kirke, das weniger scharf, aber unverkennbar ist (Meßtischblatt Ö 8 Blaabjerg). Bei der Umwanderung des Sees sind Strandwälle in entsprechender Höhenlage an vielen Stellen zu finden. So an der Einmündung des Zuflusses bei Fiddebro, bei den Gehöften Gammeltoft und Hjulsager im Osten. Ein Weg von Hjulsager nach Filsö Gaard führt auf sehr deutlichen Wällen entlang, die den früheren Lillesö abgeschnürt haben. Die gleichen Wälle, deren Krone in 26' = 8·1 m Höhe liegt, umziehen die frühere Insel des Filsö Gaard. An der Südseite sind die Formen entsprechend dem geringeren Wellenschlag nicht so deutlich, das frühere Kliff ebenfalls zu erkennen. An der Westseite, die durch Sandflug verändert wird, ist nichts Sicheres festzustellen, mit Ausnahme eines sehr deutlichen Sandstrandwalles am Ausfluß, dessen Kamm in 6·2 m Höhe liegt.

Somit kann man auch für diesen See die frühere Spiegelhöhe zu 25' = 7·8 m ansetzen. Die Senkung ist, wie die Karten zeigen und Trap[1]) bestätigt, durch Geradelegen und Vertiefung des Abflusses erfolgt. 1848, als die Arbeiten begannen, hatte der See nach Traps Angabe 3·5 Faden = 6·5 m Tiefe, seine Sohle liegt also etwa 1 m über dem Meeresspiegel,

[1]) J. P. Trap: Kongeriget Danmark. 5. 1904. 731.

wenn diese Zahl richtig ist. Das Vorhandensein einer Rinne im Becken ist nach der Senkung deutlich sichtbar geworden.

Das wichtige Ergebnis dieser Untersuchung über den früheren Wasserstand ist, daß Langsö und Filsö einmal miteinander in Verbindung gestanden haben. Die sie trennende Schwelle bei Kjaergaarde liegt zwischen 20 und 25' hoch, also etwa 7 m, sie hebt sich nach Südosten. Da von Nordwesten her die Dünen vorrücken, ist wohl kein Zweifel mehr möglich, daß hier eine Verbindung der Wasserbecken bestanden hat, die jetzt nahezu völlig verschüttet ist. Ebenso stand die ganze nördliche, vermoorte Umgebung des Langsö unter Wasser, die noch jetzt mehrere Kilometer weit unter 7 m Höhe liegt.

Mit anderen Worten: ich komme hier zur Rekonstruktion einer Wasserfläche, die an Größe dem weiter nördlich gelegenen Nisum Fjord nicht viel nachgegeben haben wird. Dieses Haff erfüllte eine Einbiegung der diluvialen Heidefläche, die sich allmählich ins Meer senkte, wurde dann von einer Nehrung abgesperrt und unter starker Entwicklung der Dünen bis zu 7 - 8 m Höhe aufgestaut. Langsö und Filsö, die teils künstlich, teils durch das Vorschieben der Dünen voneinander getrennt wurden, sind somit das jütische Gegenstück der französischen Etangs der Landesküste. Dort wie hier Senken des Landes, in die das Meer hineintritt; dort wie hier die durch lebhafte Dünenbildung stark veränderten Nehrungen, dort wie hier der Aufstau flacher Wasserschichten um eine tiefere Rinne, ein früheres Tal, herum.

Die Nehrung und ihre Ausdehnung erfordert nähere Untersuchung. An der Küste der Landes wird es möglich, in den Anschnitten der Oberfläche durch das Kliff die Ausdehnung der früheren Haffe annähernd festzulegen; hier stehen derartige Beobachtungen nicht zur Verfügung, ebensowenig eine irgend genauere geologische Karte. Doch gestatten die Formen des Landes immerhin einen Anhalt; am besten im Norden. Hier ist bei Henne Kirke ein deutlicher, über 30 m hoher Rücken vorhanden, der der diluvialen Heidefläche angehört. Ihm liegt die gewaltige Dünengruppe des Blaabjerg auf, die infolge dieser Grundlage 63 m Höhe erreichen kann. Südlich einer von der Henne Kirke nach Westen zum Meer gezogenen Linie liegen auch die Senken und Pfannen zwischen den Dünen durchschnittlich um 3 m tiefer als nördlich, wo überdies stärkere Bodenwellen, die nicht von Dünen herrühren, auftreten. Das Ufer selbst ist hier ein mäßig scharfes Kliff mit aufgesetzten Dünen, unterliegt starker Versandung und Verwehung von Norden her. Im Bereich der Nehrung aber verschwindet dieses Kliff und macht einer regelrechten, mehr oder minder zerrissenen Vordüne Platz, während die Parabeldünen landwärts sehr viel enger stehen als auf der Heide. Im Süden des Langsö treten die Parabeln

wieder auseinander und an die Stelle der wallförmigen Vordüne kommt ein Dünenkliff. Nach diesen Erwägungen kann man die Länge der Nehrung zu rund 12 km ansetzen; das ist das Höchstmaß, vielleicht ist sie auch kürzer, doch läßt sich das nur durch Untersuchung im Feld entscheiden. Ussing gibt auf seiner Kartenskizze etwa ebensoviel als Länge an.[1])

In der Umgebung von Blaavandshuk ist also die ursprüngliche Anlage der Küste durch eine Senkung bestimmt, die Ausgestaltung ist durch normale marine Kräfte erfolgt; im Süden spielen die Gezeiten mit einem Hochwasser von 2 m eine entscheidende Rolle, im Norden tritt ihre Bedeutung erheblich zurück, hat doch Nymindegab nur 0.90 m Tidenhub bei Springflut.

Wie soeben festgestellt, beginnt die Ausbildung der großen Haffe, die für die jütische Westküste so bezeichnend sind, schon bei Blaavandshuk, dessen Küstenstrecke auf den ersten Blick aus dem Bilde der übrigen herauszufallen scheint. In der Tat ist sie ja in ihrer Entwicklung weiter vorgeschritten, und zwar etwa so weit, daß ein jetzt erfolgender Durchbruch an irgendeiner Stelle der Nehrung Inseln schaffen würde, die dem Typus der südlich gelegenen Restinseln durchaus glichen. Das Fehlen dieses Durchbruches ist auf Fehlen der starken Gezeiten zurückzuführen.

Der Ringkjöbing-Fjord füllt eine Senke aus, die von der Heidefläche der Skjerne Aa gebildet wird, sein Boden enthält im Südteil einzelne Rinnen, die eine Verlängerung des Zuflusses bilden; im Norden ist er flach schalenförmig mit 4·3 m Tiefe. An seinem Nordende ist ein Beispiel des Ausgleichs durch Vorschieben der Anschwemmung zu sehen. Holmsland ist ein 9 m hoher schildförmiger Inselhügel, der nach Westen hin flach abfällt. Ihm schließt sich ein 500 bis 1000 m breiter Wasser- und Niederungsstreifen an, der im Meeresspiegel liegt, ehe die Nehrung mit ihren über 15 m hohen Dünen beginnt. Es liegt also hier ein Stück echter, z. T. verlandeter Lagune vor, die im Norden und Süden mit Haffen in Verbindung steht. Sie hat mit Erfolg das Hinüberwandern der Dünen auf den Inselhügel verhindert, er ist der einzige ganz freie von Dünen, die hier nur auf die Nehrung beschränkt sind.

Auf der Strecke Öby—Sönderfjand treten die diluvialen Schichten wieder in das Ufer ein. Die flachen Schilde von Husby- und Söndre Nissum-Kirke erreichen Höhen von 10 bis 12 m.[2]) Hier sind wieder die Dünen in z. T. recht mächtigen Gruppen auf die Heidefläche hinaufgewandert, und erreichen bei Husby Höhen von nahezu 30 m. Das Land

---

[1]) N. V. Ussing: Om Floddale og Randmoraener i Jylland. Overs. over d. kgl. d. Videnskabernes Selskabs Forh. 1907. Nr. 4.

[2]) Vgl. den Exkursionsbericht von C. Raunkiaer: Exkursion til Egnen Syd for Nissum Fjord. 20. Juli 1893. Botanisk Tidsskr. 19. 1894/95. Medd. fra den bot. For. XIII.

wird von einem scharfen, aber doch überwehten Kliff abgeschnitten, der Vorstrand ist schmal. In der Gegend von Sönderfjand biegt der Landkern nach Nordosten hin ab und zieht, von einem früheren deutlich noch erkennbaren Kliff abgeschnitten, in den Nisum-Fjord hinaus, um sich in der Fjandö mit hochgelegenen Strandwällen noch fortzusetzen und dann zu verschwinden. Der Fuß des Kliffes liegt (dänisches Meßtischblatt Ö 16 Husby) in etwas über 3 m Höhe über dem Wasser, davor sind Strandwälle vorhanden, die eben so hoch liegen und die sich in gleicher Form und Höhenlage auf der Fjandö fast an allen Seiten, im Osten sogar doppelt in verschiedener Höhe, übereinander wiederholen (Meßtischblatt Ö 17 Nes). Da ähnliches auch am anderen Ufer des Nisumfjordes zu beobachten ist, auch z. B. bei Hövsöre auf Meßtischblatt Ö 18 Bövling, so folgt daraus ein früherer Hochstand des Wassers. Ich lasse es unentschieden, ob diese Ufermarken aus der Zeit herrühren, als das offene Meer mit der Flut (die jetzt freilich nur 0·7 m beträgt) hier Eintritt hatte, oder ob sie zweitens von einer Zeit des Anstaus durch Verschluß des Ausflusses herrühren, oder ob sie drittens die ersten Anzeichen der allgemeinen Hebung sind, die wenig weiter nördlich beginnt. Die Null-Linie wäre in diesem Fall statt durch Bovbjerg, wie jetzt, etwa durch Husby zu legen. Die Tiefe des Sees beträgt ungefähr 2 m.

Ein auffälliger Charakterzug der Nehrung des Nisumfjordes ist ihre geringe Breite. Sichtlich unterliegt sie starker Zerstörung, wie auch das scharfe Dünenkliff beweist, Durchbrüche haben wiederholt stattgefunden (Trap S. 580). Je weiter man nach Norden kommt, desto dünner wird der Landstreifen, desto geringer der Dünenwall, so daß Deiche ihn ersetzen müssen. Von Sönderby Gaarde an tritt im Strand in der Schälung grauer Blockmergel auf, der im Kliff westlich der Fjaltring-Kirche über dem Meeresspiegel erscheint.

Damit ist der Landkern des Bovbjerges erreicht, der sich außerordentlich scharf im Uferverlauf abhebt. Er erreicht eine Höhe von 45 m und wird von einem Kliff abgeschnitten, das völlig jung ist, ja teilweis sogar ohne Vorstrand direkt vom Meer unterspült wird. Von 1790 bis 1874 ist der Kliffrand um 500' = rund 160 m zurückgeschoben (Trap S. 508). Oben auf den Höhen des Landkernes sind nur ganz dürftige Dünen zu finden, Wiesen, Heiden und landeinwärts Äcker überziehen ihn, Baumwuchs nur im Schutz der Gehöfte. Daß dem nicht immer so war, beweisen deutliche Baumreste in den verschiedenen vom Kliff angeschnittenen Mooren.

Schauen wir nach Norden. Da senkt sich zum Orte Ferring hin das Land, zieht dann aber wieder anschwellend weithin zum Limfjord, bald wieder von Westen her von einem grasbewachsenen Steilhang angeschnitten.

Geradlinig streicht er Nordnordost, um dann zum Limfjord gegen Lemvig hin abzubiegen: es ist das frühere Kliff, das jetzt durch die Harboöre Tange vom Meer geschieden wird. Damit erreichen wir einen neuen Küstenabschnitt.

Das Ergebnis der Wanderung bis hierher läßt sich im Rückblick folgendermaßen zusammenfassen:

1. Die jütische Westküste bis Bovbjerg ist als eine Senkungsküste zu beschreiben, die an einzelnen Stellen durch Aufbau senkrecht zur Küste, an anderen durch Nehrungsbau über Buchten hinweg parallel der Küste, an dritten durch Zurückschneiden von Vorsprüngen zum Ausgleich gekommen ist.

2. Gegenwärtig nimmt die Zerstörung am Ufer von Süden nach Norden zu. Im Süden lag die sehr breite Nehrung, die das Filsö-Haff staute, dann in der Mitte die normal ausgebildete des Ringkjöbing-Fjordes, und schließlich im Norden die ganz in Zerstörung begriffene des Nisumfjordes. Im Süden und in der Mitte sind die Kliffe von Dünenbildungen überdeckt, sind solche weit in das Land hineingelaufen. Im Norden unterliegt Bovbjerg dauernd starker Zerstörung. Bovbjerg ist also der Angelpunkt, von dem die ganze Küstenstrecke nach Süden und z. T. auch die nach Norden hin, wie sich zeigen wird, abhängt. Von hier werden die Sandmassen nach Süden geschoben, die den Landkern von Husby und Blaavandshuk decken, die deshalb so bedeutungslos als Angelpunkte sind.

3. Der starke Einfluß der Senkung im Süden, der den Aufstau des Filsö-Haffes bewirkte, wird jetzt verdeckt und aufgehoben durch die normalen Vorgänge, die eine in sich gleich weit entwickelte Küste von Norden nach Süden hin vorschreitend herzustellen streben. Wenn diese Entwicklung nicht gehemmt wird, dürfte ihr die Nehrung des Nisumfjordes zunächst zum Opfer fallen, die ganze Küste später einmal eine Richtung haben, wie sie jetzt die Strecke Bovbjerg-Hanstholm hat.

c. Der Ausgang des Limfjordes.

Der Limfjord ist ein bis etwas über 20 m tiefes, gelapptes Gewässer, das die Senken zwischen diluvialen Landkernen ausfüllt, die ihrerseits 80 bis 90 m Höhe erreichen. Zwischen diese Höhen und den jetzigen Wasserspiegel schalten sich aus marinen Ablagerungen bestehende Platten ein, die, in zwei Stufen entwickelt, in der Gegend von Nibe in 11 m und 7 m Höhe[1]) auftreten, um nach Osten hin anzusteigen, wo ihrer noch zu gedenken sein wird. Der Westen des Limfjordes ist auf diese Erscheinungen noch nicht untersucht, nach den topographischen Karten ist wenig

[1]) Beskr. til geol. Kort over Danmark. A. Jessen: Kortbl. Aalborg og Nibe (nordl. Del). Danm. geol. Undersögelse I. 10. 1905.

mit Sicherheit festzustellen, nur ein etwa 11 m hoch gelegener Absatz in dem langen Kliff, das im Westen den Inselkern von Helligsö abschneidet (Meßtischblätter A E 23 Vestervig, Z 22 Helligsö), ist mir aufgefallen, dann mehrere bis über 4 m hoch gelegene Strandwälle. Jedenfalls aber verliert durch alle diese Erscheinungen der Limfjord nicht den Charakter der ertrunkenen Senke, und kann daher seiner Gestalt nach morphologisch als „Bodden" angesprochen werden.

Der Bodden öffnet sich im Nisum Bredning weit buchtförmig zum offenen Meer hin. Die früheren und jetzigen Kliffe zeigen, wie noch vor relativ kurzer Zeit das Meer mit seinem starken Seegang an der Umformung der Ufer gearbeitet hat.

Des vom Bovbjerg nach Nordnordosten ziehenden Kliffes ist schon gedacht. Es erreicht eine Höhe bis zu 25 m und ist viel zu scharf ausgebildet, als daß es von dem Wellenschlag der kleinen flachen Gewässer an seinem Fuß hätte geschaffen werden können (Meßtischblätter A A 20 Lilleöre, Ö 20 Engbjerg). Vielmehr sind diese Gewässer, Ferring Sö, Noret u. a. durch den Haken der Harboöre Tange abgeschnürte Lagunen, die jetzt schon mehr oder minder verwachsen und mit Sand zugeweht sind. Im Winkel zwischen der Tange und dem Kliff konnte ich einige alte Strandwälle nachweisen, die eine kleine moorige Senke abschließen, etwa 2 m Höhe über ihrer Umgebung erreichen, aus kiesigem Grus bestehen. Es sind augenscheinlich Verlandungsstreifen, die älter als die Tange sind, auch ihrer Richtung nach eine ganz andere Lage des Angelpunktes, nämlich des Bovbjerges, anzeigen, als derselbe sie jetzt hat.

Das frühere Kliff, das den Südrand der Nisumbucht bildete, biegt dann nach Osten hin um und ist durch Vorländer mit über 3 m hoch liegenden Strandwällen von der offenen Wasserfläche abgeschnitten (Meßtischblatt A E 20 Lemvig). Ähnliche typisch dreieckige Vorländer schützen auch den Eingang in die Lem-Bucht und erst am Inselkern von Nörre Nisum tritt das Kliff wieder in das jetzige Ufer, allerdings z. T. gealtert und seiner scharfen Formen beraubt (Meßtischblatt Z 20 Nörre Nisum).

An der Nordseite reicht das große Diluvialland mit der Lodbjerg-Kirche (Meßtischblatt A E 24 Lodbjerg) an die Nordsee heran. Es hat Höhen von 15 bis 20 m, die von noch einmal so hohen Dünen überragt werden. Das Ufer ist als scharfes Kliff ausgebildet, das Dünen und diluviale Ablagerungen abschneidet. An den Landkern, der in der Gegend westlich von Tolböl zu Ende zu sein scheint, schließt sich bis Agger hin ein älterer Nehrungsrest an[1]) (Meßtischblatt A E 23 Vestervig), der ebenfalls stark der Zerstörung unterliegt; er ist mit mäßig hohen Dünen besetzt. Hinter

[1]) Vielleicht enthält er auch einen diluvialen Kern; eine Notiz bei Maack: Die Dünen Jütlands. Z. f. Allg. Erdk. N. F. 19. 1865. S. 207 scheint darauf hinzudeuten.

ihm liegt der in der Linie Agger—Taaböl durch über 4 m hohe Strandwälle völlig abgeschnürte Fladesö, der künstlich trocken gelegt ist. Bei Taaböl ist wieder das Diluvialland erreicht, das anfangs niedrig und mit Strandwällen besetzt, bald von einer Kliffwand angeschnitten wird. Dieses Kliff bildet bis zu dem niedrigen Vorland Röjensö Odde, in dem Strandwälle niedrige Sand- und Moorflächen umziehen, das Ufer. Dieses Vorland knüpft den Inselkern Thyholm an das Hauptland an (Meßtischblatt Z 22 Helligsö).

Die Ufergestalt des Nordens und Südens des Nisum-Breitling[1]) zeigt also das Vorhandensein von Landkernen mit z. T. früheren Ufern. Es sind das die Gestade der großen Bucht der Nordsee, die durch die alluvialen Haken von Harboöre und Ager vom Meere abgeschlossen wurden. Diese Haken haben eine sehr wechselnde Geschichte,[2]) deren erste Phasen, die ersten Anzeichen des Abschlusses, schon im Norden und Süden erwähnt sind. Lange Zeit hat eine Nehrung bestanden, völlig geschlossen und mehrfach besiedelt, die einige Kilometer weiter westlich lag als die jetzt nach innen gekrümmten Haken. Der Kanal hat sich unter künstlichem Einfluß schon lange offen gehalten, wenn er auch sehr flach ist und seine Tiefen stark wechseln. Außen sperrt ihn eine Barre, innen ein rückläufiges Delta, wie die dänische Seekarte (Limfjorden Nr. 158, 1 : 130 000) deutlich zeigt.

Die Küstenentwicklung von Vendsyssel.

Dank der Ergebnisse der Aufnahme von Jütland nördlich des Limfjordes (mit Ausnahme von Amt Thistedt) durch A. Jessen ist es möglich, hier noch eingehender als an der Westküste die Entwicklung der Küstengestalt zu verfolgen.

Die geologische Geschichte ist die folgende: nach dem endgültigen Rückzug des Eises ragten größere und kleinere Inseln aus dem Meer auf, in dem sich die Yoldia-Schichten bildeten. Es sind an der Basis und im Hangenden meistens Sande, die einige Meter mächtig werden, im Hauptteil Tone, die bei Aalborg 8 bis 12 m mächtig sind und auch weiter nördlich kaum 20 m überschreiten. Diese Schichten mit dem sie kennzeichnenden Fossilinhalt erreichen jetzt bei Nörre Sundby + 20 m, am Hammer + 32 m, bei Saeby + 40 m, bei Fredrikshavn schließlich + 56 m, liegen also im Norden heute höher als im Süden.

---

[1]) So kann man Bredning übersetzen. Das Wort wird in demselben Sinne an der unteren Warnow gebraucht.

[2]) Vgl. dazu Maack: Die Dünen Jütlands. Z. f. Allg. Erdk. N. F. 19. 1865. 224. — J. Chr. Petersen: Om Aggertangen för og nu. G. Tidskr. 1. 1877. 12 mit Karten. — J. P. Trap: Kongeriget Danmark. 3. Aufl. 4. 1901. 285 m. weit. Litt.

Es folgt eine Festlandsperiode für Nordjütland, die Flora wird mitteleuropäisch, Kiefer, Haselnuß u. a. wandern ein. Ablagerungen dieser Zeit, die der Ancylusperiode an der Ostsee gleichzustellen ist, sind in den Mooren erhalten. Sie werden dort oft von marinen Schichten überlagert, die der Litorinazeit angehören und meist in reichlicher Menge eine dahingehörende Fauna bergen. Es sind Sande und Tone mit einer Mächtigkeit von 6 bis 8 m. Sie erreichen bei Aalborg etwa 6 m Höhe, bei Fredrikshavn + 15 m, liegen also ebenfalls im Norden heute höher als im Süden.

Aus diesem Abriß der Geschichte ergibt sich die Oberflächengestalt. Die Inselhügel müssen rings von Spuren einer Küste umzogen sein, im Norden in größerer, im Süden in geringerer Höhe über dem Meeresspiegel. Da diese Küste der Yoldiazeit angehört, werden diese Spuren nur noch undeutlich erkennbar sein. An sie müssen sich ebenere Flächen anschließen, die aus den im Yoldiameer abgelagerten Tonen und Sanden bestehen. Diese Flächen wurden während der Ancylusperiode zerschnitten, und in die damals gebildeten Täler trat das Litorinameer ein, dessen Ablagerungen also eine in die älteren Flächen eingesenkte Ebenheit bilden müssen, und ihrerseits

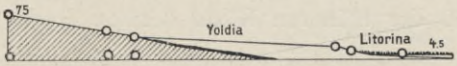


Abb. 3. — Profil bei Albaek in Vendsyssel. Umrahmung der Landkerne von zwei marinen Bildungen. 1 : 40000 und 1 : 12500.

von den jüngsten Bildungen (Torf) überlagert werden. Die Küstenformen dieser Zeit müssen tiefer liegen und erheblich frischer sein als die der älteren Epoche.

Diesem theoretisch abgeleiteten Bilde entspricht das Wirkliche, wie ein Profil dartun möge, das in der Topographie auf der Karte von Jütland 1 : 40 000, in geologischer Hinsicht auf Jessens Karten 1 : 100 000 beruht (Abb. 3).

Das bezeichnende Merkmal der Küste von Vendsyssel sind die einzelnen Vorsprünge aus diluvialen Schichten, zwischen denen die jüngeren Streifen guirlandenförmig aufgehängt sind. Hanstholm ist der erste dieser Landkerne von Süden her, dann kommt Bolbjerg mit dem Kreideriff Skarreklit, weiter der Stenbjerg nördlich von Kollerup, die schwache Biegung zwischen Lökken und Maarup, bis schließlich in der Ecke von Hirshals das ältere Land nach Südosten hin abbiegt, während sich Skagens Horn nach Nordosten anschließt, das in seiner ganzen Ausdehnung in der Gegenwart entstanden ist.

Alle diese Vorsprünge wurden bereits von dem Meere der Litorinazeit umspült; aus faunistischen Gründen hat Jessen geschlossen,[1]) daß auch

[1]) Beskrivelse til geologisk Kort over Danmark. A. Jessen: Kortbladene Aalborg og Nibe (nordl. Del.) Danmarks geol. Undersögelse I. 10. 1905. 162/63.

schon damals Nehrungen den Limfjord von der Nordsee teilweis abschlossen. Hier läßt sich also der Übergang in die Gegenwart leicht verfolgen.

Im Süden von Hanstholm kommen marine Formen in einer Höhe bis zu 16 m vor. In dieser Höhe liegt der Fuß des nach N. gekehrten, scharfen Kliffes des Veggebjerg südlich von Klitmöller (Meßtischblatt Y 27 Klitmöller). Auf dem benachbarten Meßtischblatt X 27 Bleghule liegt ebenfalls die Basis von Kliffen bei Bleghule, am Blegsö und nördlich davon in gleicher Höhe. Bei der großen Frische der Formen und dem Fehlen tiefer gelegener außer der heutigen Küste sind sie vielleicht der Litorinazeit zuzuschreiben, das Land hätte dann hier tiefer gelegen als weiter östlich; es ist aber auch möglich, daß das Yoldiameer hier nicht so hoch gestanden hat als weiter östlich, und das Litorinameer etwa die heutigen Umrisse hatte. Eine Abnahme in den Höhenziffern nach Westen hin scheint darauf hinzudeuten. Der Raum zwischen ihnen und der Küste ist eine mit Parabeldünen besetzte z. T. feuchte Heide, die sich zum Meer hin senkt und dort von einem rund 6 m hohen Kliff abgeschnitten wird. Die Seen am Fuß der früheren Kliffe dürften Reste von Lagunen der Litorinazeit sein.

Hanstholm selbst ist ein in südöstlicher Richtung langgestreckter Rücken, der über 60 m Höhe erreicht. Er ist von langgezogenen scharfen Kliffen begrenzt, deren Basis in etwa 9 bis 10 m Höhe liegt (Meßtischblätter X 28 Hanstholm Fyr, W 28 Hanstholm). Nach dem Meer hin geht sie hinab und liegt an der äußersten Spitze 2 bis 3 m hoch. Der Landkern tritt gegenwärtig nirgends mehr in das Ufer ein, ist allseitig von Anschwemmungen gedeckt, die meist mit Dünen besetzt sind. Im Osten biegen die Kliffe um den Hesseldal-Bjerg nach Süden und wieder nach Westen um (Meßtischblätter V 28 Harboslette; V 27 Hunstrup; W 27 Nors). In der Verlängerung nach Südosten liegt dann 2·8 km entfernt der Landkern von Hunstrup, der bei ähnlicher Gestalt in ähnlicher Weise von Kliffen umzogen ist.

An den genannten Landkernen lassen sich in selten klarer Weise Anschwemmungsstadien beobachten. Bei Hunstrup selbst glich einstmals ein Haken eine Einbiegung aus, die jetzt von der Bahn benutzt wird. Modellartig schön ist ein solcher als Ansatzpunkt eines nicht zur Entwicklung gekommenen Vorlandes an der Südwestseite desselben Landkernes ausgebildet. Er zieht sich, seine Umgebung um 3 m überragend, von Kaase aus über Rimmehus nach Rimmegaard, 1400 m lang hin. Dann aber ist das ganze Gelände zwischen den Landkernen von fächerförmig angeordneten Strandwällen und Senken zwischen ihnen erfüllt. Ein Stadium derselben schafft in etwa 6 m Höhe eine nahezu gerade verlaufende Ver-

bindung zwischen beiden. Fächerförmig aus der Gegend von Vigsö ausstrahlend ist ein weiteres Bündel von Strandwällen angeordnet, zwischen denen in nahezu 5 m Höhe noch langgestreckte Seen erhalten sind, Reste abgeschnürter Meeresteile. Zum jetzigen Ufer hin folgt in gleicher Höhe eine mit Parabeldünen besetzte Heide, die Harboslette, die von einem Kliff abgeschnitten wird, das aber bereits ein breiter Vorstrand völlig deckt.

Das Gegenufer der ursprünglichen Vigsö-Bucht oder besser des Vigsö-Sundes, denn es müssen mehrere Verbindungen mit dem jetzigen Limfjord bestanden haben, verläuft über Tovsig—Langvad—Bjerget—Nörklit zum Bolbjerg (Meßtischblätter T 28 Bolbjerg, T 27 Tömmerby, S 28 Vust, S 27 Bygholmsvejle). Ein scharfes, gerades Kliff, dessen Basis etwa 9 m hoch liegt, schneidet den Landkern von Langvad ab, zieht dann an Bjerget vorbei, mehrfach aufgelöst, um südlich von Nörklit zu verschwinden. Im Troldsting taucht es wieder auf und hält, ziemlich zerschnitten, bis Bolbjerg an. Westlich dieser Kliffreihe liegt eine 9 bis 10 m hohe Heide mit Parabeldünen, der in der Nähe der Kliffe eine gewisse Gliederung schwacher Rücken und Seen parallel zu ihnen anzusehen ist. Unregelmäßige Dünen säumen diese früheren Ufer. Aus der ganzen Anordnung der litoralen Formen geht mit Sicherheit hervor, daß es schon damals Westwinde waren, die ihre Bildung bestimmten.

Ähnlich ist ein zweiter großer Sund gestaltet, mit dem das Meer über Klim Göttrup nach dem Limfjord eingriff (Meßtischblätter P 29 Tranum Strandhuse; P 28 Lerup; P 27 Bonderup; Q 28 Kollerup; Q 27 Kettrup; R 28 Klim; R 27 Göttrup). Die nach Osten gewandte Küste der Linie Östlos—Kjärup—Lund zeigt bei Tömmerby—Östlos—Arup schärfere marine Formen. Ebenso das Gegengestade. Im Süden des Limfjordes ist nördlich von Lögstör ein deutliches Kliff vorhanden, dessen Fuß etwa 3 m hoch liegt. An seinem Nordende hängen sich nach Osten gerichtete Haken an, die bis 5 m hoch werden. Weiter ist im Süden von Göttrup der Landkern von Norre Bjergegaard mit Kliffen gesäumt, deren Fuß 4 bis 5 m hoch liegt. Sie setzen sich an Göttrup vorbei nach Norden fort, um über Bröndum in großem Bogen das Meer zu erreichen. Auf der letzten Strecke sind sie stark zerschnitten und z. T. von Flugsand bedeckt. Nördlich des Landkernes von Göttrup ist eine Lücke, die von deutlich erkennbaren Strandbildungen über Vestermölle hinaus ausgefüllt und geschlossen wird. Ein sehr ausgedehnter Haken- oder Vorlandansatz unmittelbar nordwestlich von Göttrup stellt dann ein etwas späteres Stadium der Verlandung dar.

Im Inneren des Sundes liegen einzelne Diluvialinseln in der Umgebung von Klim, die ebenfalls durch Strandbildungen in 5 bis 6 m Höhe miteinander verbunden sind. Die Klimbjerge tragen auffälligerweise das Kliff im Osten, der Stenbjerg, der ihre Westseite deckt, im Westen.

Von hier an ist das Gebiet geologisch aufgenommen.[1]) Der so erzielte Anschluß ergibt mit großer Sicherheit, daß alle die beschriebenen Formen durch das Meer der Litorinazeit gebildet sind. Im Nordwesten von Attrup (Meßtischblatt P 27 Bonderup) erreichen Strandwälle dieses Meeres 5·3 m Höhe und liegt der Kliffuß zwischen 4 und 5 m — alles Werte, die genau dem bisher Beobachteten entsprechen. Dagegen liegen Ablagerungen und Uferformen des Yoldiameeres bei Bratskov 11 m hoch, bei Tranum ebenfalls 11 m nach Jessens Angaben (I. 10. S. 114).

Nördlich der Hjordels Kirche tritt das Diluvium in weitem Bogen vom Ufer zurück. Scharfe, hohe Kliffe bezeugen die Lage des früheren Ufers, dessen Bogen durch Strandbildungen in der Linie Grenbakke—Underlien ausgeglichen wurde (Meßtischblatt P 28 Lerup). Älteres Land tritt erst wieder bei Blokhus in der Nähe der Küste auf (Meßtischblatt N 30 Blokhus). Ein außergewöhnlich gerades, mäßig zerschnittenes Kliff schneidet es ab, vielfach durch Flugsand verdeckt. Zwischen diesen beiden Landkernen liegt eine 10 m hohe Heidefläche, Strandbildungen, die aber topographisch nicht erkennbar sind und von Flugsand und Dünen fast völlig verhüllt werden. Es liegt hier die aus faunistischen Gründen erschlossene Nehrung der Litorinazeit,[2]) die aber ihren Formen nach nicht mehr kenntlich ist. Große Parabeldünen bedecken die ganze Fläche, die seit der Litorinazeit gehoben und zu Land geworden ist. Die Küste ist auch hier im Laufe ihrer Entwicklung gegen das Meer hin vorgeschritten.

In scharfer Form ausgeglichen, zieht das Kliff von Blokhus in nordöstlicher Richtung weiter, sich allmählich dem jetzigen Ufer mehr und mehr nähernd. Westlich von Brödslev tritt es an dasselbe heran, bleibt aber vorläufig noch von Dünen gedeckt (Meßtischblatt M 31 Ingstrup). In der Gegend des Nybaek ist dann eine Lücke, in der alte Strandwälle liegen (Blatt Lökken der geologischen Karte). Erst nördlich von Lökken erhebt sich ein Landkern wieder höher; er gehört dem jetzigen Ufer an, ist nur durch einen, allerdings recht breiten, Vorstrand gedeckt. Das scharfe Kliff in geradliniger Ausbildung ist von Lökken bis nördlich Lönstrup zu verfolgen (Meßtischblätter M 32 Lykken; L 32 Börglumkloster; L 33 Lönstrup).

Hier ist schon der Bereich der hochgelegenen Yoldiaschichten erreicht; bei Lönstrup sind sie in 20 bis 30 m Höhe zu finden und nur das Land um den Vennebjerg mit 70 m entragt ihrer gleichförmigen Ebene. Viel tiefer lag die Küste des Litorinameeres. Nördlich Lönstrup biegt das frühere Kliff dieses Meeres, ein wenig zerschnitten, landwärts ab und be-

---

[1]) Beskrivelse til geologisk kort over Danmark. A. Jessen: Kortbl. Skagen, Hirshals, Frederikshavn, Hjöring og Lökken. Danm. geol. Undersögelse I. 3. 1899. — Aalborg og Nibe (nordl. Deel). I. 10. 1905.

[2]) A. Jessen in Danmarks geol. Undersögelse I. 10. 162.

schreibt an Kjöbstedt vorbei einen größeren Bogen, wobei an seinem Fuß Strandbildungen des Litorinameeres in rund 9 m Höhe sichtbar werden, soweit sie nicht durch Flugsand verdeckt sind (Meßtischblatt K 34 Tornby). Das jetzige Ufer zieht 800 bis 1000 m von dem Kliff in einem nur ganz schwach gekrümmten Bogen dahin. Wie die Mündung der Liver Aa erkennen läßt, kommt die gegenwärtig vorherrschende Versetzung hier von Süden her. Die Barrenbildung vor der Mündung zwingt dabei den Fluß zu mäandern, sobald er den Landkern verlassen hat.

Auf der Höhe des Landkernes liegen hier recht beträchtliche Dünenmassen, Skallerup Klit und Tornby Klit, die sich 12 bis 15 m über ihre Umgebung erheben. Es entsteht da die Frage, ob diese Dünen erst mit den jungen Anschwemmungen entstanden sind und das Kliff erstiegen haben oder ob sie an der weit westwärts gelegenen Küste zur Ancyluszeit entstanden und mit der fortschreitenden Senkung und Küstenzerstörung zur Litorinazeit in das Land hinein fortschritten, um dort nach Art der Dünen von Westerland auf Sylt zu erstarren. Ich kann diese Frage der Altersbestimmung von Dünen hier nur aufwerfen, nicht lösen, halte aber nach meinen Beobachtungen an anderen Stellen ein Ersteigen einer so hohen Kliffwand von so erheblichen Sandmassen für ausgeschlossen.

Auch an der scharfen Ecke von Hirshals tritt das aus der Litorinazeit stammende Kliff an keiner einzigen Stelle in das Bereich des jetzigen Ufers ein (Meßtischblatt K 35 Hirshals Fyr). 12 bis 15 m liegt sein Fuß hoch, mit dem es unmittelbar am Feuer nach Osten und bald nach Südosten umbiegt, an Schärfe rasch verlierend. Zum Ufer hin liegt davor eine z. T. dünenbesetzte, aus Strandbildungen der Litorinazeit bestehende Heide, die ihrerseits von einem Kliff abgeschnitten wird.

Hier ist der Wendepunkt, von dem aus frühere und heutige Küste am weitesten auseinandergehen. Die erstere läßt sich deutlich nach Südosten hin verfolgen. Sie zieht über Terpet nach Asdal, wo ganz besonders schön beide marinen Terrassen in 18 und 35 m Höhe übereinander, durch das etwas verwaschene Kliff getrennt, auftreten (Meßtischblatt J 34 Asdal). Der weitere Verlauf ist auf eine größere Strecke hin im Gebiet der Ugerby Aa verwaschen und nicht kenntlich (Meßtischblätter J 34 Baggesvogn; H 34 Bindslev). Erst nördlich von Stensbank tritt in 13 m Höhe das Kliff wieder auf und streicht in südöstlicher Richtung weiter, um dann schließlich südlich von Fredrikshavn die Küste des Kattegat zu erreichen. Das ganze Land von hier bis zur äußersten Spitze, Skagens Horn, ist nach der Litorinazeit entstanden.

Die behandelte Küstenstrecke von Vendsyssel und Thistedt Amt erscheint also als eine durch Hebung zum Ausgleich gekommene Küste. Die Hebung war ungleichmäßig und scheint vorbei zu sein, da die den

Ausgleich bewirkenden Anschwemmungen an mehreren Stellen gegenwärtig vom Meere angegriffen werden. Die Küste hat sich nach der Formel

$$H > A + Z$$

entwickelt, ihr jetziger, aber eben erst erreichter Zustand dürfte dem

$$Z > H + A$$

zustreben. Ein genaues Verfolgen der Entwicklung auf Grund von Beobachtungen im Feld und auf den vorzüglichen dänischen Karten in Fortführung der hier angedeuteten und kartographische Fixierung derselben erscheint als eine lohnende Aufgabe. Über den Ablauf der Vorgänge kann ich hier nur anführen, daß zuerst im Verlauf der Senkung ein allgemeiner Angriff des Meeres gegen die Landkerne stattfand, wobei ebenso wie bei dem dann folgenden Ausgleich, der Wind und Wellenwirkung von Westen her kamen. Allmählich wurden die Landkerne untereinander verbunden und allmählich wuchs die Küste über die heutige hinaus, bei fächerförmiger Anordnung der Elemente.

Skagens Horn.

Die Ergebnisse von Jessens geologischer Aufnahme von Skagens Horn habe ich mit meinen eigenen Beobachtungen zu nebenstehender Skizze (Abb. 4) der Entwicklung dieser nördlichsten Spitze von Jütland zusammengefaßt. Sie begann nach Ausbildung des Litorinakliffes im Süden als ein Vorland rundlicher Gestalt, das sich dann nach und nach über das

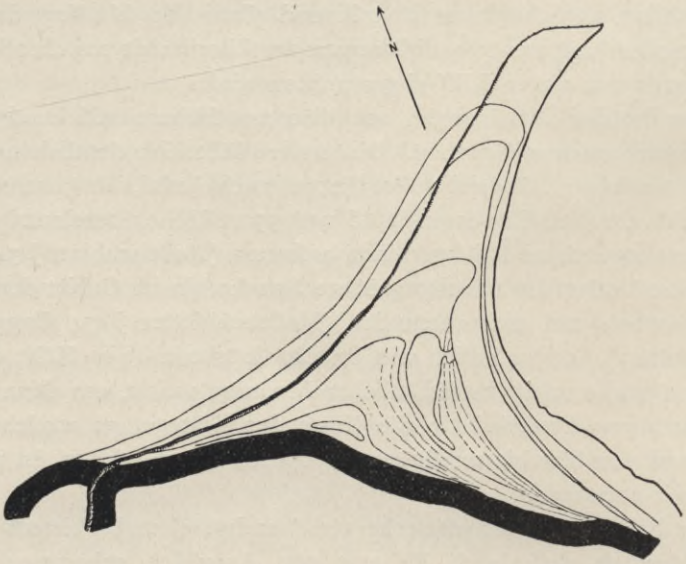


Abb. 4. — Schema der Entwicklung von Skagens Horn. Schwarz: Der Landkern. — 1 : 500000.

Bereich des jetzigen Landes nach Westen vorschob, um entsprechend dem Zurückweichen des Ansatzpunktes wieder zurückgeschnitten zu werden. So liegt gegenwärtig die ganze Westküste bis Höien-Fyr bei Alt-Skagen im Abbruch, während sich die Spitze weiter und weiter nach Osten vorbiegt.

An der Skizze sind die mittleren Stadien in ihrem Verlauf am unsichersten, weil ihre Spuren im Westen eben nicht mehr vorhanden sind. Die älteren sind durch Strandwälle vorzüglich festlegbar, selbst die abgeschlossenen Lagunen leicht zu umgrenzen. Der Ablauf ist jedenfalls ein völlig lückenloser, dies umfangreiche Sandhorn der Abschluß der gestaltenreichen Westküste, deren Zerstörungsprodukt zu einem guten Teil hier festgelegt sind.

Die Küste der Gascogne.

Nach den Blättern der geologischen Spezialkarte von Frankreich (1 : 80 000, 170 Lesparre; 180 Bordeaux; 191 la Teste; 203 Sore; 204 Grignols; 214 Vieux Boucau; 215 Mont de Marsan) ergibt sich für die Landschaft Landes der Gascogne folgendes Schichtprofil:

5—20 m	Sand der Landes Basis Gerölle	Pleistocän
wenig mächtig	Tone mit Elephas meridionalis	ob. Pliocän d. Franzosen
5 m 40—50 m 15 m	Bunte Tone mit Pflanzen Gelbe marine Sande mit Cardita Jouanneti Marine mergelige Sande	Helvetien (Vindobonien) mittl. Miocän

Seit der großen Transgression des mittleren Miocän, die über den ganzen aquitanischen Golf sich erstreckte, war dieser bis zur Gegenwart Festland. Die Lagerung der älteren Schichten ist annähernd horizontal, mit geringer Neigung nach Westen, ihre Oberfläche aber ist eine Erosionsfläche, sie treten in sehr verschiedenen Höhen unter der Sanddecke heraus. Am Etang de Léon stehen die bunten Tone in 2 bis 3 m Höhe über dem Meere an, am Etang de Soustons in 5 bis 6 m, am Südrand des Etang von Aureilhan erreichen sie etwa 15 m. Von der Leyre werden sie in 40 m Höhe angeschnitten, oberhalb Luxey und bei Labrit—Lespéron liegen sie 90 m hoch. Bei Ygos St. Saturnin tauchen 114 m hohe Hügel der miocänen Schichten über den Decksanden hervor, sie um 20 bis 25 m überragend. An verschiedenen Stellen schneiden die Bäche epigenetisch Buckel

dieser älteren Oberfläche an, so bei Rethade, oberhalb Soustons; auch bei Salles an der Leyre werden in 25 m Höhe die miocänen Tone von dem Fluß angeschnitten.[1])

Diese frühere, erosiv zerschnittene Landoberfläche wurde zu Beginn des Quartär mit einer Sanddecke überschüttet, dem „sable des Landes".[2]) Sie stammt aus den Pyrenäen und ist durch vereinte Tätigkeit von Wind und Wasser in ihre Lage gekommen. Die Oberfläche dieser Sanddecke ist mit Binnendünen bedeckt, die eine Karte von Duffart verzeichnet.[3]) Sie erheben sich um 10 bis 15 m über ihre Umgebung, sind in der Regel kuppig, mitunter reihenweise angeordnet (z. B. 1 : 80 000, 215 Mont de Marsan N E), für irgendwelche eingehenderen Studien und Angaben über ihre Formen genügen indessen die vorhandenen Karten in keiner Weise. Diese Binnendünen sind durch Ortstein verfestigt.

Die Entwässerung des Landes geschieht durch eine Reihe paralleler Flüßchen, die senkrecht zur Küste laufen. Von ihrer Regelmäßigkeit macht nur die Leyre eine Ausnahme, deren Oberlauf dem Ufer parallel verläuft. Alle diese Flüßchen münden in Etangs, von denen nur wenige einen direkten Ausfluß zum Meer hin haben, deren Wasserspiegel aber meist nicht unbeträchtlich höher als der Meeresspiegel liegt. Die Täler dieser Flüßchen sind jung und gegenüber der Fläche des Landes bis 20 m und mehr eingesenkt, z. B. die Leyre zwischen Commensacq und Trensacq (Blatt 203 S E), der Ruisseau de la Palue bei Castets (Blatt 215 N W) u. a. Die seewärts geneigte Böschung des Inneren der Landes kann man als jung zerschnitten und der undurchlässigen Ortsteinschicht wegen („Alios") ganz unvollkommen entwässert beschreiben.

Wenden wir uns nach dieser Umschau im Inneren der Küste zu. Die erste wichtige Feststellung ist, daß das gesamte Ufer im Zurückweichen begriffen ist. Ich selbst konnte an der Außenküste zwischen Moulleau und der Pointe d'Arcachon das Auftreten der Ortsteinschicht, von Vegetationsresten in Torfform mit Birken und Eichen und von Tonen über dem Flutspiegel beobachten.[4]) Schon in den 70er Jahren waren weiter nördlich bei Gurp und Montalivet (Blatt 170 N W), dann bei dem Etang d'Hourtin Eichen im Boden, einem schwarzen Ton, wurzelnd unter dem Flutspiegel liegend aufgefunden, eine Beobachtung, die Saint-Jours

---

[1]) Vgl. die Profiltafel bei L. A. Fabre: Le sol de la Gascogne. La Géographie 11. 1905. Taf. II sowie die geol. Spezialkarten.

[2]) Ed. Harlé: Restes d'Elephas primigenius sous le sable des Landes. Bull. Soc. Géol. France. (4) X. 1910. 163.

[3]) Ch. Duffart: Distribution géographique des dunes continentales de Gascogne. Bull. Soc. G. comm. Bordeaux (2). 21. 1898. 159. Karte 1 : 1 000 000.

[4]) Vgl. das Profil bei J. Thoulet: Notes d'océanographie relatives au bassin d'Arcachon. Rev. mar. col. 120. 1894. 184.

wieder bestätigte.[1]) 1906 wurden dann die gesamten, im Laufe der Jahre am Ufer gemachten Funde dieser Art zusammengestellt veröffentlicht,[2]) wobei es sich ergibt, daß in der Tat die ganze Küste zerstört wird und mit wenigen Ausnahmen die Landoberfläche im Anschnitt im Kliff erscheint, oder noch tiefer liegend, wenn es sich um zusammengepreßten Boden handelt. Die starke Sandanwehung vom Strande her ist Schuld, daß diese Tatsache nicht augenfälliger ist, daß meist nur nach Stürmen klare Profile vorliegen.

Ebenso liegen die Dünen wie ein dicker Schleier über den nächsten Streifen des Landes. Man kann nur feststellen, daß die Aliosschicht resp. der über ihr stehende Grundwasserspiegel nach dem Inneren des Landes hin ansteigen, wie es mir in der Gegend von Mimizan gelang, wo ein Bach an der Ortsteinbank kleine Stromschnellen bildet. Jedenfalls liegen die Dünen einer diluvialen Grundlage, einer Geest, wenn man sie so nennen will, auf, zum mindesten an den Stellen, an denen im Abbruch die Landoberfläche nachgewiesen ist.

Die Dünen trennt vom Meer jetzt die zum großen Teil künstlich angehägerte, in sehr gutem Zustand gehaltene Vordüne. Sie ist breiter und höher und weit dichter mit Psamma arenaria überzogen, als es mit Vordünen an der Nordseeküste zu sein pflegt — ein sichtbarer Ausdruck des der Pflanzenwelt günstigeren Klimas.

Hinter der Vordüne folgt ein Streifen niedrigen Geländes, auf dem noch gegenwärtig Sandflug stattfindet, der augenscheinlich reichliche Nahrung durch über die Vordüne herüberfliegenden Sand erhält. In Zungen schieben sich Ausläufer von der Vordüne in den Wald hinein, ihn mit kleinen (2 bis 3 m hohen) Sturzhängen verschüttend; anderswo wie z. B. nördlich Mimizan les Bains liegen hier auch Sandfelder mit großen Zungenhügeln.

Landwärts beginnt dann, infolge der Windschur allmählich ansteigend, der geschlossene Wald, der die älteren Dünen deckt, die Übersicht außerordentlich erschwerend. Einem reif zerschnittenen, waldüberzogenen Rückengebirge sind die Formen zu vergleichen, die man von einzelnen hohen Punkten aus sehen kann. Im Inneren ist die Gestalt des Profiles die für Wanderdünen bezeichnende: einem langen, sanften Anstieg von der Seeseite her folgt eine breite, kuppige, landwärts ein wenig geneigte Gipfelfläche, ehe der Sturzhang mit etwa 30° Neigung einsetzt. In der Längserstreckung ist Neigung zur Bogenform zu erkennen.

---

[1]) B. Saint Jours: Il n'existaient pas de baies ouvertes en Gascogne, les dunes n'empiétaient pas. Bull. G. hist. descr. 1903. 96.

[2]) P. Buffault: Les grands étangs littoraux de Gascogne. Bull. G. hist. descr. 1906. 173. Tafel III.

So gestaltet liegen mehrere Reihen von Dünen hintereinander, dem Ufer parallele, feuchte Senken scheiden sie. Nennenswerte Veränderungen gehen in dem Dünengebiet jetzt nicht mehr vor sich, selbst die Abspülung wirkt nur sehr wenig.

Anders ist das, meines Wissens, nur an einer einzigen Stelle der ganzen Küste. Schon von weit her sieht man über das Haff von Arcachon eine schneeweiße Kuppe sich hoch über die dunkelgrünen Waldberge ihrer Umgebung erheben. Das ist die Düne von Sabloney, eine der höchsten und schönsten in Europa und gleichwohl in der Nähe wie in der Ferne völlig unbekannt, so daß der Name nicht einmal festgelegt ist. Sie liegt 4 bis 5 km südlich des Badehotels Moulleau und wird am leichtesten durch eine Wanderung am Strande entlang erreicht. Das Bild der Dünengruppe ist sehr eigenartig. Über einem 50 m breiten Vorstrand steigt ein Kliff an, in dem zu unterst Ortstein angeschnitten ist. Darüber liegen Dünensande mit mancherlei Vegetationsschichten.

Oberhalb des steil geböschten Kliffes schließt sich eine ausgedehnte mit 25° etwa geneigte Fläche an, die als Windbahn und Abtragungsfläche aufzufassen ist. Die hier abgeblasenen Sandmassen gelangen in dem breiten Gipfelplateau zur Ablagerung, teils in Form von Zungenhügeln, die sich an Psammabüsche anschließen, teils indem sie sich zu Barchanen sammeln, wandernden Dünen, die dem Wind ihre runde Seite zukehren. Ein derartiger Barchan ist der höchste Gipfel, der etwa 100 m Höhe erreichen mag, die hier so dicht neben dem Meer sehr imposant wirken. Er erreicht diese Höhe durch das Aufsitzen auf einer älteren bewaldeten Düne, deren verschüttete, abgestorbene Bäume der Windbahn in langen Reihen ertragen. Nach innen kehrt sich dann schließlich ein hoher geschlossener Sturzhang, der vernichtend sich in den Wald der älteren Dünen vorschiebt. In dem höchsten Gipfel treten Windbahnfläche und Sturzhang so nahe zusammen, daß eine pyramidenförmige Gestalt zustande kommt, die namentlich von Süden her auffällig ist (Tafel I, Bild 1).

Hinter den Dünen kommt landwärts die Zone der Etangs, über welche recht eingehende Studien vorliegen, die folgendes Bild geben.[1])

---

[1]) a. A. Delebecque: Sur les lacs du littoral landais et des environs de Bayonne. Compt. Rend. 122. 1896. 49.

b. M. Dutrait: Topographie ancienne des étangs de Hourtin et de Lacanau. Bull. Soc. G. comm. Bordeaux (2). 19. 1899. 353.

c. Ch. Duffart: Le lac de Lacanau en 1700 et 1900. Bull. G. hist. descr. 1901. 194.

d. Ch. Duffart: Topographie ancienne et moderne des lacs d'Hourtin et de Lacanau. Bull. Soc. G. comm. Bordeaux (2). 24. 1901. 129.

e. E. P. Buffault: Les grands étangs littoraux de Gascogne. Bull. G. hist. descr. 1906. 173.

f. Ch. Duffart: La sédimentation moderne des lacs médocains. Ebenda 205.

Der Etang von Hourtin liegt 13 m hoch; sein Boden senkt sich als gleichmäßige Fläche von Osten nach Westen bis zu 6 m Tiefe (+ 7 m über Mittelwasser). Zwei Rinnen sind eingeschnitten, in denen am Westrande die Maximaltiefen von 11 und 9 m erreicht werden, sie setzen den Hauptzufluß, den Ruisseau von Lupian fort. Der Boden besteht aus weißem Sand, in den tieferen Teilen aus feinem Ton.

Der Etang von Lacanau liegt ebenfalls 13 m hoch; sein Boden wird durch das Heraustreten von Ortsteinbänken, zwischen denen Rinnen liegen, unregelmäßig. Er erreicht 11 m Tiefe, der Boden besteht an den tieferen Stellen aus Schlamm.

Über die Tiefen dieser beiden Seen hat sich eine Diskussion erhoben, als Mitte der 90er Jahre handschriftliche Karten des Ingenieurs Claude Masse aus dem Jahre 1700 aufgefunden wurden, die im Maßstab annähernd 1 : 30 000 diese Gebiete mit anscheinend sehr großer Genauigkeit darstellen.[1]) Auf seinen Karten hat der Etang von Hourtin 22,5 m Tiefe, der von Lacanau 17 m und in letzterem ist ebenfalls eine Rinne nachweisbar. Insonderheit Duffart vertrat wiederholt mit anderen die Anschauung, daß diese Zahlen richtig wären, demnach seit 1700 eine beträchtliche Auffüllung der Seen stattgefunden habe, Buffault bekämpfte sie.

Ohne genauere Untersuchung einerseits der Karten, andererseits der Seen und ihrer Böden läßt sich die Frage nicht entscheiden; an sich ist eine Auffüllung um mehrere Meter durch Sapropelite ja nicht unwahrscheinlich. Wie aber auch die Entscheidung fällt, die Tatsache bleibt bestehen, daß das Längsprofil der Bäche und Rinnen in der Verlängerung etwa im Bereich des Westrandes der Seen den Meeresspiegel schneidet, wenn nicht schon in den Seen selbst.

Der Etang von Cazaux liegt 19 m hoch; sein Boden bildet eine geneigte, etwas unregelmäßige Platte, die im Westen eine größte Tiefe von 15 m erreicht. Baumstümpfe in ungestörter Stellung entragen ihr. Die Platte wird von einer Rinne durchschnitten, die am Fuß der Dünen 22 m Tiefe hat und damit 3 m unter Mittelwasser liegt. Diese tiefe Rinne ist mit feinem Ton ausgekleidet, der übrige Grund besteht aus Sand und Ortstein.

Der Etang von Parentis ähnelt dem eben beschriebenen sehr; auch er liegt 19 m hoch, sein Boden ist flach geneigt und hat 15 m Tiefe, während eine Rinne in der Verlängerung der Moulasse bis auf 20,5 m hinabgeht, somit 1,5 m unter dem Mittelwasser liegt. Auch hier sind überschwemmte Baumstümpfe vorhanden.

---

[1]) A. Hautreux: Les cartes de Masse. Bull. Soc. G. comm. (2). 19. 1896. 545. — Ch. Duffart: La carte manuscrite de Claude Masse (fin du XVII siècle). Bull. G. hist. descr. 1903. 274. — K. Kretschmer: Die Küsten der „Landes". G. Z. 1910. 82.

Über die kleineren Etangs im Süden sind wir schlechter unterrichtet. Den von Aureilhan hat Delebecque ausgelotet, er liegt 2 m über dem Meeresspiegel und ist 6 m tief, so daß er eine Kryptodepression von 4 m birgt. Alle übrigen hätten nur unter 5 m Tiefe, würden aber auch damit bei ihrer geringen Höhenlage unter den Meeresspiegel hinabreichen.

Das Ergebnis dieser Darlegungen ist, daß wir hier eine Reihe von Tälern haben, die bis unter den Meeresspiegel hinabgehen, jedenfalls um einige Meter. Diese Tatsache, im Verein mit der schon erörterten, daß das Ufer im ganzen Bereich der Küste des Landes im Zurückgehen ist, gibt uns den Schlüssel für die Entwicklungsgeschichte und Klassifikation der Küste in die Hand.

Zu der Zeit, als sich die Erosionstäler ausbildeten, muß das Land höher gelegen haben als gegenwärtig, denn diese Flüßchen sind sämtlich zu klein, als daß ihre Bettsohle so tief unter dem Meeresspiegel liegen könnte als sie es gegenwärtig tut, wenn das Land immer in derselben Höhe lag wie jetzt. Die frühere Höhenlage ergibt sich in ihrer ungefähren Größe aus folgender Überlegung: die Böschung der Landesfläche gegen die Küste hin beträgt 4 ‰; von der 20 m-Linie ab fällt der Meeresboden ebenfalls mit 4 ‰ ein, steigt dagegen zur 10 m-Linie und zum Ufer mit 15 bis 17 ‰ an. Diese Werte werden sämtlich für die Uferstrecke nördlich von Arcachon geringer, bleiben aber in ihrem gegenseitigen Verhältnis stehen. Verfolgt man weiterhin das Gefäll der Flüßchen unter Berücksichtigung einer gewissen Auffüllung der Etangs, so gelangt man ebenfalls in die Nähe der 20 m-Linie (z. B. Moulasse Gefäll bis zur 20 m-Linie 3 ‰, dann bis zur tiefsten Stelle im Etang von Parentis 2 ‰. Die 20 m-Isobathe liegt 9 km ab, die Verlängerung des Gefälls, unter Berücksichtigung seiner Abnahme, führt ungefähr dahin. Nördlicher Zufluß des Etang d'Aureilhan: Gefäll bis zur tiefsten Stelle 2,4 ‰; Abstand der 20 m-Isobathe 7 km, Gefäll bis dahin etwa 2 ‰).

So komme ich zu dem Schluß, daß zur Zeit der Ausbildung dieser Erosionsrinnen die Küste um 20 m höher lag als heute, vielleicht aber auch noch viel mehr, wenn man die talförmigen Senken des Schelfes berücksichtigt, die durch die neueren Lotungen aufgedeckt sind.[1]) Welcher Entstehung diese Gebilde nun auch seien, die Ausgangsform der Küste der Landes ist eine Senkungsküste, bei der das Meer in junge Täler hineintrat, sie in Buchten verwandelnd, worauf überdies das Vorkommen mariner Diatomeen im Schlamm am Boden der Seen hinweist.[2])

---

[1]) Ch. Duffart: Nouvelle preuve de l'existence de baies ouvertes sur le littoral gascon pendant les temps quaternaires. Bull. G. hist. descr. 1902. 149.

[2]) Lalesque — P. Bergon: L'origine marine du lac de Cazaux. Bull. Soc. G. comm. Bordeaux (2). 36. 1909. 217.

Von diesen Buchten sind heute nur die äußersten landseitigen Enden ertrunken unter den aufgestauten Wassern der Etangs erhalten; von ihrer Breite aber können wir uns eine Vorstellung machen, wenn wir die Lücken zu Rate ziehen, die in den Anschnitten der Landoberfläche im Kliff vorhanden sind. Denn in der Richtung der früheren Buchten darf dieses naturgemäß nur alluviale Schichten, jedenfalls nicht die Hauptortsteinbank und ältere Tone anschneiden. Unter Berücksichtigung dieser Überlegung ist die Gestalt der Buchten in beistehender Kartenskizze der Ausgangsform der Küste der Landes entstanden (Abb. 5).

Das gegebene Vergleichsobjekt für diesen Zustand ist die südrussische Limanküste. Die österreichisch-ungarische Übersichtskarte von Mitteleuropa 1 : 200 000 (Blatt 47, 46, Tatar-Bunar und 48, 46, Odessa) gestattet auch den sofortigen maßstäblichen Vergleich mit der Carte de France 1 : 200 000 (Blatt 50, 56, 62, 63), während uns Sokolows Arbeiten[1]) über die Bildungsgeschichte dieser Buchten ausreichend unterrichten.

Hier wie dort handelt es sich um ein jung zerschnittenes Gebiet mit im Ganzen geringen Höhenunterschieden, das unter den Meeresspiegel sinkt. Die Riedel zwischen den einzelnen Limanen liegen auch in Südrußland nur höchstens 40 bis 50 m hoch. Die Senkung war indessen in Rußland stärker, denn hier erreichte keine der Buchten die Größe der Limane, sie glichen vielmehr in dieser Beziehung denen von der Küste von Marthas Vineyard, wie sie uns die von Salisbury und Atwood reproduzierte Karte zeigt.[2])

Die wesentlichen Unterschiede zwischen der Limanküste und der südfranzösischen bestehen darin, daß bei ersterer scharfe hohe Kliffe die Riedel abschneiden, an die sich die Nehrungen anhängen, die Buchten abschnüren, deren Spiegel gleich hoch mit dem des benachbarten Meeres steht, während hier die hohen Kliffe fehlen, die Etangs aber alle hoch über dem Meeresspiegel liegen.

Den ersteren Umstand, das Fehlen ausgeprägter Kliffe, erkläre ich durch einen Wesensunterschied zwischen der südrussischen und südfranzösischen Küste. Diese letztere tauchte nämlich nach der Senkung mit einem so geringen Neigungswinkel unter das Meer, daß dieses vor dem Ufer freie Strandwälle aufwarf, wie es das stellenweise auch an der Limanküste getan hat, z. B. bei dem Szabalatsky-Liman, südlich von Akkerman. Einen weiteren Anhaltspunkt für diese Auffassung gewähren mir die Funde

---

[1]) N. Sokolow: Über die Entstehung der Limane Südrußlands. Mém. Com. géol. X. 4. 1895. — Beiträge zur Kenntnis der Limane Südrußlands. Verh. Russ. Min. Ges. 35. 1897. 1. — Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane Südrußlands. Verh. Russ. Min. Ges. 40. 1902. 35.

[2]) A. Salisbury — W. Atwood: The interpretation of topographic maps. U. S. Geol. S. Prof. P. 60. 1908. Taf. 133.

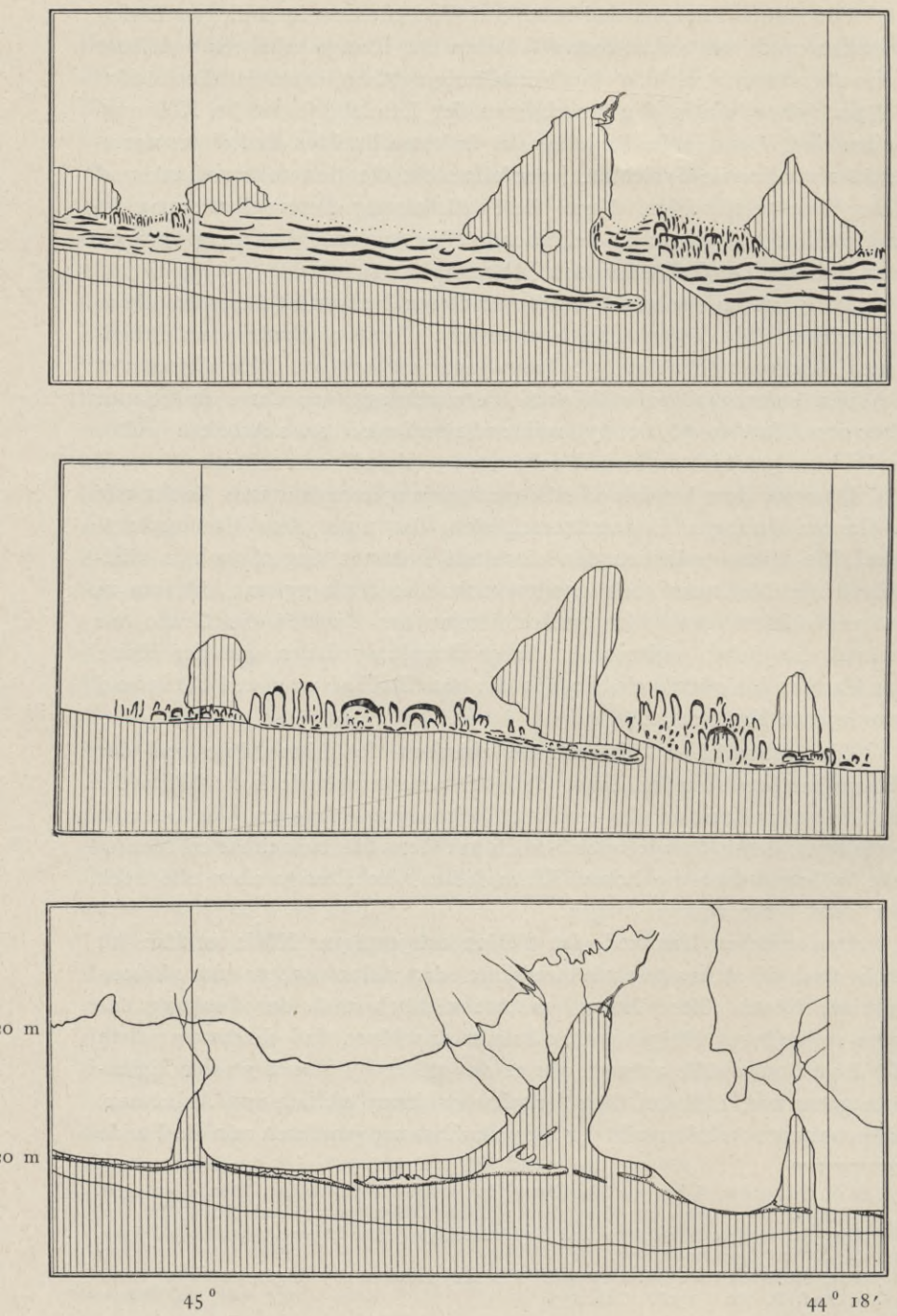


Abb. 5. — Schema der Entwicklung der Küste der Gascogne. Links: Die Urform, bei der das Meer infolge Senkung des Landes die Täler in Buchten verwandelt hat. Vor dem Land Lagunen und Lidi. In der Mitte: Abschluß der Buchten durch Nehrungen; erste Periode der Dünenbildung, Parabeldünen. Rechts: Heutiger Zustand; völliger Abschluß und Aufstau der Haffe zu Etangs. Umwandlung der Parabeldünen in Wanderdünen. — 1:670000.

von Torf und Waldresten unter dem Meeresspiegel außerhalb des Bereiches der früheren Buchten: es sind die von dem Gewicht der Dünen zusammengepreßten vegetativen Ablagerungen der früheren Lagunen, die jetzt gänzlich weggeschnitten sind, worauf sich jetzt auch die Kliffe auszubilden beginnen.

Die hohe Lage des Wasserspiegels der Etangs ist schließlich nur eine Erscheinung vorgerückterer Entwicklung, da der Wasserspiegel bei der Tiefengestaltung ursprünglich im Meeresniveau gelegen haben muß. Somit besteht keine Schwierigkeit mehr, die südrussische Limanküste in ihrem heutigen Zustand als ein früheres Entwicklungsstadium des jetzigen Zustandes der Küste der Landes zu betrachten. Unter diesem Gesichtspunkt und unter Berücksichtigung der sonstigen abweichenden Verhältnisse (Gezeiten) ist die Kartenskizze der Urform der südfranzösischen Küste entworfen.

Die Weiterentwicklung verlief normal aber rasch, da das Meer hier über eine ungewöhnlich starke Angriffskraft verfügt, so daß die Küste in dem erreichten Stadium dem Inneren des Landes weit voraus ist, wie Davis betont hat,[1]) vielleicht dauert auch die Senkung noch an, wie Reclus[2]) annimmt. Ihre Eigenart gegenüber anderen Küsten derselben Gattung beruht dabei auf der starken Dünenentwicklung infolge der reichlichen Sandzufuhr einerseits von der Gironde her, andererseits von dem rasch vertieften Meeresgrund bei kräftigen auflandigen Winden[3]) und genügender Vegetation.

Der Ansatzpunkt der Dünenbildung waren jedenfalls die freien Strandwälle und Haken. Die Wanderung der Dünen nach innen drängte zum Abschluß der Buchten, deren Wasserspiegel sich zu heben begann. Dieses Stadium möchte ich mit dem an der hinterpommerschen Küste erreichten vergleichen (Topograph. Übersichtskarte des deutschen Reiches 1 : 200 000, Blatt 14, 15). Die dortigen Seen reichen ebenfalls unter den Meeresspiegel hinab,[4]) während ihr Spiegel in dem ganz abgeschlossenen Großen Dolgen-See bis + 1,5 m ansteigt. Die Gestalt der Seen erinnert z. T. völlig an die der Etangs, die Nehrungen sind mit Dünen besetzt, die 56 m Höhe im Leuchtturmberg von Scholpin erreichen (Taf. VI). Diese Zeit kann nicht

---

[1]) W. M. Davis: Large scale maps as geographical illustrations. J. of Geol. IV. 1896. 505.

[2]) El. Reclus: Nouvelle Géographie universelle. II La France. Paris 1881. 93 f.

[3]) A. Hautreux: La côte des Landes de Gascogne. La Géographie II. 1900. 337.

[4]) Die Tiefen sind wenig bekannt, doch genügen die Angaben, um diese Tatsache festzustellen (Vietzker See z. B. 5,3 m tief, Leba See 5,3 m, Zarnowitzer See 15 m): vgl. F. W. P. Lehmann: Das Küstengebiet Hinterpommerns. Z. Ges. f. Erdk. Berlin 19. 1884. 232. — W. Halbfaß: Beiträge zur Kenntnis der pommerschen Seen. P. M. E. H. 136. 1901.

weit zurückliegen, da man noch jetzt die früheren Ausflüsse der Etangs stellenweise zu erkennen vermag.[1])

Von da ist es nur noch ein Schritt zur Gegenwart hinüber. Er vollzieht sich durch den völligen Abschluß der Etangs und das Anstauen ihres Wasserspiegels. Es scheint, als ob diese Ereignisse erst in das Mittelalter fallen und mit der Wiederbelebung der Dünenbildung im Zusammenhang stehen. Diese ihrerseits hatte ihre Ursachen in der Entwaldung der älteren Dünen und in dem fortschreitenden Angriff des Meeres gegen das Ufer. So liegen jetzt die nördlichen Etangs bis gegen 20 m, die südlichen bis 2 m über dem Meeresspiegel, wobei in den meisten Fällen ihre Beckengestalt, das Auftreten von Bäumen im Wasser den relativ jungen Anstau noch deutlich erkennen lassen. Etwas Ähnliches habe ich oben bereits von der jütischen Küste beschrieben.

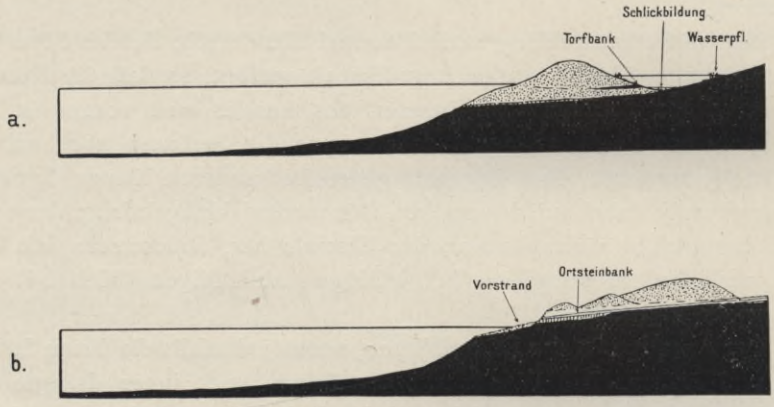


Abb. 6. — Profil der Küste der Gascogne 1 : 200000. 1 : 10000.
a. an der Stelle eines Etang,
b. außerhalb des Bereiches eines Etang.

Nur das Haff von Arcachon hat sich offen halten können, was wohl der Größe dieser Bucht, in die auch der weitaus größte Fluß dieser Küste einmündet, in Verbindung mit den kräftigen Gezeitenströmungen zu verdanken ist.[2]) Seine Tiefe beträgt 19 m, die Bodengestalt wird ausschließlich von den Rinnen und Kolken der Gezeitenströme bestimmt. Die Verschiebungen an der Mündung sind sehr groß, wie eine Karte von Hautreux gut zeigt,[3]) das Tief und die Landzunge wandern nach Süden.

Die Entwicklungsgeschichte der Küste ist also die einer bis zur Frühreife vorgeschrittenen Senkungsküste mit der Besonderheit ungewöhnlich

---

[1]) Vgl. Bull. Soc. G. comm. Bordeaux (2). 19. 1896. 15.

[2]) Vgl. J. Thoulet: Notes d'océanographie relatives au bassin d'Arcachon. Rev. mar. col. 130. 1894. 177.

[3]) A. Hautreux: La côte des Landes de Gascogne. La Géographie. 2. 1900. 482.

starker Dünenbildung. Sie ist nicht länger als eine marine Anschwemmungsküste aufzufassen, sondern als eine Ausgleichsküste, die schon recht weit zurückgeschnitten ist, so daß die früheren Buchten z. T. verschwunden sind. Ihr Normalprofil sieht folgendermaßen aus (Abb. 6).

Die Ausgestaltung der Küste im einzelnen zu verfolgen, kann hier nicht meine Aufgabe sein, es sind dazu eingehende historische Studien nötig, für die das Material nur an Ort und Stelle zu beschaffen ist. Jedenfalls geht aus den seither veröffentlichten Arbeiten hervor, daß die endgültige Ausgestaltung des Ufers sehr wenig weit zurückliegt und sich in ähnlicher Weise verfolgen läßt, wie es an einzelnen Stellen unserer Nordseeküsten der Fall ist.

Ergab sich hier eine Senkungsküste, so sind im Süden bei Biarritz junge Hebungen wahrzunehmen. Nördlich des Ortes liegt über der jetzigen Brandungsplatte bei rund + 5 m eine frühere, die jetzt allenfalls bei höchster Flut und Sturm von einigen Wellen erreicht werden kann. Sie ist 15 bis 20 m breit erhalten, auf ihr liegen um 1 bis 2 m höhere frühere Riffe.

Auf der Südseite des Kap ist ein 10 m-Niveau besonders deutlich erhalten. Große Brandungshöhlen, ein vollständiges Tor, in denen noch die alten Gerölle liegen, zeichnen diese Terrasse aus. Entsprechend der Art und Lagerung des Gesteins sind Hohlkehlen überall häufig.

Wie weit diese Hebungen gereicht haben mögen, kann ich nicht angeben, auch ihr Alter ist nicht bekannt, jedenfalls aber gering, da sie nach Ablagerung der hangenden Schotter und Sande aus den Pyrenäen eingeschnitten sind. Im Süden sind bei Hendaye außer einem 6 oder 7 m hoch liegenden Vorstrand keine Hebungsanzeichen vorhanden, im Gegenteil die nordspanische Küste ist eine Senkungsküste.

Die Westküste von Portugal.

Von der Westküste von Portugal liegen eine ganze Reihe Beobachtungen über Hebungserscheinungen vor, die im Folgenden berücksichtigt werden. Dazu kommen eigene Beobachtungen im Feld und auf Karten.

1. Die Küste zwischen Minho und Douro.

Südlich von Porto tritt die Meseta mit alten Gesteinen und nordwestlichem Streichen an die Küste. Ihre zum Meere hin niedergebogene Rumpffläche wird von Flüssen zerschnitten, die sie nach dem Meere hin immer mehr in ein Hügelland von reifen Formen eines zweiten Zyklus aufgelöst haben. Die Richtung dieser Flüsse und Bäche ist etwa WSW, manchmal rein W. Die Mündungen sind trompetenförmig erweitert und zwar je weiter

nach N desto mehr, so daß wir an der spanischen Nordwestküste echte Rias auftreten sehen. Die ganze Strecke macht den Eindruck einer gesunkenen Küste. In der Tat läßt sich das Dourotal über den 50 km breiten Schelf hinweg bis zu dessen außerordentlich scharfem Rand hin verfolgen (engl. Seekarte West Coast of Spain and Portugal. Cape Finisterre to Cape St. Vincent 1:730 000). Für die anderen Flüsse reichen die Tiefenangaben der vorliegenden Karte nicht hin, Hull glaubt auch bei ihnen derartige Fortsetzungen feststellen zu können.[1])

Die Entwicklung der Küste hat indessen das Maximum der Senkung bereits überschritten, es sind Hebungen eingetreten. Marines Pliocän reicht am Lima bis 80 m hinauf, am Cávado bis 70 m, am Douro bis 80 m etwa (nur ungefähre Werte!). Aus dem engen Anschluß an die Täler ergibt sich, daß solche damals schon bestanden haben, allerdings nicht in der heutigen Tiefe, denn Cávado, Ave und Douro schneiden durch das Pliocän hindurch in das Grundgebirge ein, die marinen Deckschichten haben sich nur als „geschützte" Terrassen erhalten. Anders Lima und Minho, die z. T. in den pliocänen Schichten liegen.

Nachstehende Beobachtungen über Strandlinien liegen vor:

1. An der Minhomündung ist nördlich und südlich eine 500 m breite Brandungsplatte entwickelt, die etwa 15 m hoch liegt. Bei Lagarteira ist sie und das frühere Kliff hinter ihr scharf und deutlich erhalten.

2. Bis zur Limamündung bei Vianna do Castello läßt sich dieselbe Platte verfolgen. Ihr entragen stellenweise auch noch ehemalige Inseln, eine solche mit Pliocänkappe bis gegen 90 m. In der Nähe von Vianna selbst hat Choffat Wellenstrudellöcher in 3 m Höhe und Geröllstrandwälle in 12 bis 15 m Höhe beobachtet und beschrieben, die z. T. auch südlich des Lima liegen.[2])

3. Von der Douromündung liegt folgendes vor:[3]) Riesentöpfe und Strandwälle in etwa 10 m Höhe, bestehend aus Kies, die an Fossilien bei Castello do Quejo Murex erinaceus, Purpura lapillus, Cardium norvegicum,

---

[1]) E. Hull: On the suboceanic physical features of the coast of Western Europe, including France, Spain, and Portugal. G. J. XIII. 1899. 285. — Des investigations récentes relatives aux anciennes vallées envahies par la mer. Congrès geol. international. C. R. VIII. Sess. I. 1901. 321. — On the suboceanic terraces and river valleys of the coast of Western Europe. London Victoria Institute. 1899.

[2]) P. Choffat: Preuves du déplacement de la ligne du rivage de l'océan. Comm. da Comm. do Serv. Geol. de Portugal. VI. 1904—07. 174 (1905). — Provas do deslocamento do nivel do Oceano em Vianna do Castello. Bol. Soc. de Geogr. de Lisboa. 13. 1894. 1173.

[3]) F. A. de Voscocellos: Estudo de depositos superficiaes da bacia do Douro. Section des traveaux géologiques. Lisbonne. 1881. — A. Nobre: Étude géologique du bassin du Douro. Mém. Soc. Malac. Belgique. XXVII. Bruxelles. 1892. — P. Choffat in Bibliographia. Comm. da Direcçao dos trabalhos geologicos de Portugal. III. 1895—98. 109. — P. Choffat — G. F. Dollfus: Quelques cordons littorales marins du Pleistocène du Portugal. Comm. da Comm. do Serv. Geol. de Portugal. VI. 1904—07. 172 (1905) und Bull. Soc. géol. France. (4). IV. 1904. 739.

Mytilus edulis, an anderer Stelle noch Mactra solida, Pectunculus glycimeris geliefert haben. In 6 bis 8 m Höhe fand Choffat Sande mit Pectunculus glycimeris, Mactra solida, Mytilus edulis, Patella vulgaris u. a.

Bei Boa Vista kommen dann noch in Höhen von 70 bis 80 m Gerölle vor, ein früherer Strand, der dem Pliocän zugerechnet wird, doch scheint das nicht ganz sicher.

Wenig südlich beginnen ausgedehnte Anschwemmungen, so daß hier ein Abschnitt entsteht, dessen Nordhälfte wir nunmehr im ganzen überschauen wollen. Die Frage steht so: haben wir eine seit der letzten Meeresbedeckung fortschreitende Hebung, die in Absätzen ihre Spuren hinterlassen hat oder haben wir eine bedeutende Hebung nach der Meeresbedeckung, der später erneute Senkungen und Hebungen von kleinerem Ausmaß gefolgt sind?

Die Entscheidung ermöglicht die Lagerung des Pliocän in den Tälern und das Vorkommen mariner altquartärer Molluskenreste am Boden mächtiger Alluvionen der jetzigen Flüsse weiter südlich, auf das Choffat hinweist. Wir erhalten folgende Entwicklung:

1. Eintauchen einer Piedmontrumpffläche unter das Meer bis zu etwa 100 m unter den heutigen Spiegel.

2. Brandungstätigkeit und Ablagerung mariner Sande und Kiese.

3. Hebung (bis zu etwa 200 m?) über den heutigen Meeresspiegel. Anlagerung einer Küstenebene vor das Altland und Zerschneiden beider bis zum Jugendstadium.

4. Senkung bis etwa 30 m unter den heutigen Meeresspiegel. Ablagerung von Strandwällen.

5. Hebung mit Stillstand bei etwa 10 m, die die Folgen der Senkung noch nicht überwunden hat.

Die Bestätigung für die Richtigkeit dieser Entwicklung finden wir in den Tälern. So wenig gut die portugiesischen Karten sind, so lassen sie doch deutlich bei Lima, Homen und Cávado in 80 bis 100 m Höhe mehrfach deutlich Terrassen erkennen, die der Höhe der postpliocän zerschnittenen Küstenebene des Stadium 3 entsprechen, z. T. ihre Pliocändecke noch tragen. Ebenfalls ist bei allen Flüssen deutlich in dieser Höhe eine Talerweiterung festzustellen, sie verlassen ein enges tiefes Tal, in das sie bei Stadium 3 eingesenkt wurden.

2. Kap Mondego.

Kap Mondego (Tafel I. 2) ist ein aus Kalken des Mesozoikums bestehender Rücken, der nördlich des Flusses Mondego in ostwestlicher Richtung streicht, dann nach SO umbiegt und von dem Fluß in spätreifem Tal durchbrochen wird. Die Kalke sind aufgerichtet und fallen

wesentlich mit 30 bis 35° nach S ein, sind infolge von Härteunterschieden in eine kleine aber höchst eindrucksvolle Stufenlandschaft verwandelt.

Es gelang an dem Rücken die Zeichen früherer Meeresstände nachzuweisen, die er vereinzelt aus langgedehnten Anschwemmungen aufragend getreulich registriert hat:

1. Oberhalb Figueira sind am Wege nach Brenha in etwa 80 m Höhe 2 m aufgeschlossene Kies- und Sandlagen von gelblicher Färbung mit viel diskordanten Parallelstrukturen zu sehen. Terrassenform kaum noch erhalten. Die portugiesische geologische Karte verzeichnet die Stelle als pliocän.

Dieselbe Stufe fand ich in ganz dürftigen Resten in dem Tal oberhalb Quiaios an der Nordseite des Rückens. Auch hier gelbe Kiese, Sande und Schotter, zum größten Teil ortsfremd. Höhenlage ebenfalls 80 m, immer nur kleine Fetzen als „geschützte" Terrassen erhalten. In dem Bachgebiet kommt, wie ich mich überzeugte, keinerlei Gestein vor, aus dem diese Ablagerung stammen könnte.

An der Außenseite, am Kap selbst, ließ sich dann in Höhe des Leuchtturms, wiederum 80 m, eine zerschnittene Abrasionsplatte mit stark abgerundeten Geröllen in mehreren Stücken nachweisen. Sie ist jetzt nur noch etwa 50 m breit erhalten, mit Sand, Kies und Geröllen mehr oder minder stark bestreut. An einer Stelle steckte unter einer der allgemeinen Böschung folgenden Schuttdecke das stark verwitterte frühere Kliff im unmittelbaren Anschluß an die Platte, sonst war dasselbe kaum noch irgendwo kenntlich.

Trotzdem sich keine Fossilien fanden, ist diese Stufe ihrer Höhenlage wegen dem Pliocän, also der letzten Meeresbedeckung, zuzurechnen.

2. Von Buarcos an nach Westen ist eine Aufschüttungsterrasse wahrnehmbar. Sie besteht aus rotbraun gefärbtem, tonigen Sand mit Salzausblühungen, eingelagert kleine Schotterschmitzen und Kieslinsen. Alles gut abgerollt, sehr verschiedener Herkunft, ziemlich horizontal lagernd. Die Oberfläche der Terrasse liegt bei Buarcos etwa 15 m hoch, sie zieht als 150 m breites Band nach Westen, anfangs erst wenig zerschnitten. Die Fläche steigt etwas und verschwindet unterhalb des Leuchtturmes in etwa 30 m Höhe.

An der Außenseite des Kaps ist von dieser Stufe nichts wahrnehmbar, sie tritt erst, und zwar wieder in 30 m Höhe, in Stücken oberhalb Murtinheira auf, wo ihr Material stark mit eckigem Abhangsschutt gemengt ist.

3. Etwa 1,5 km nordwestlich von Buarcos kommt im Strande und unter Stufe 2 eine Abrasionsterrasse heraus, deren Kante zum Kap hin ansteigt, so daß sie dort in 10 m Höhe liegt. Sie ist in Sandsteine, später Kalke eingeschnitten, die etwa 10 bis 30° nach SO fallen; auf ihrer Fläche liegen 1 m Kiese, die Breite beträgt 30 bis 50 m.

Diese Stufe zieht, wenn auch nicht immer erkennbar, um das Kap herum und tritt da, wo die Anschwemmungen beginnen, wieder in 10 m Höhe auf. Es gelang mir, dort das Altersverhältnis von Stufe 2 zu 3 direkt nachzuweisen, indem sich in einem Bachbett das zu der Abrasionsplatte gehörige Kliff aufgeschlossen zeigt. In Kaskaden muß der Bach, wenn er Wasser führt, über diese Wand hinabkommen, um in der Schlucht, die er in Stufe 2 eingeschnitten hat, dann mit geringem Gefäll weiterfließen zu können.

2 ist demnach jünger als 3. Da 3 aus dem Strand auftaucht, um bis zum Kap zu steigen, so liegt ferner die Frage nahe, ob es sich dabei um eine Schrägstellung handelt. Ich glaube auf Grund folgender Überlegung, die in ähnlicher Weise bereits Darwin[1]) angestellt hat, eine Schrägstellung um den ganzen Betrag verneinen zu müssen: jede Abrasionsplatte senkt sich mit 1 bis 2 ⁰ vom Ufer weg. Wird daher von einem späteren Ufer ein Schnitt durch sie in der Nähe des Landes gelegt, so ist dessen Kante naturgemäß höher, als wenn der Schnitt weiter draußen liegt. Hier bei Mondego zieht dieser Schnitt schräg durch die alte Brandungsplatte hindurch, es ist naturgemäß, daß er eine ansteigende Kante ergibt.

Wenden wir uns nach Erledigung dieser Vorfragen dem Entwicklungsgang zu, so läßt sich zunächst ohne weiteres die pliocäne Strandlinie hier mit den weiter nördlich nachgewiesenen in Vergleich setzen. Hier haben wir ein Eintauchen einer Insel, die als Berg aus dem Piedmontrumpf aufgeragt hat, und die jetzt zum großen Teil von Ablagerungen und Formen des damaligen Meeresstandes umgürtet ist. Die Talanlage war schon vorhanden, wie das Vorkommen von Quiaios beweist.

Dieser Stufe folgte die große Hebung, die wir hier aus den gleichen Argumenten ableiten können, als weiter im Norden und im Süden. Der Mondego schnitt sich bei ihr epigenetisch in den Kalkrücken ein. Danach muß das Meer zuerst bis zu etwa 10 m Höhe zurückgekehrt sein und hat hier bei ziemlich langem Stillstand die Stufe 3 geschaffen, die vielleicht mit der etwas höherliegenden Stufe der nördlichen Küstenstrecke zu parallelisieren ist.

Nicht so leicht ist Stufe 2 zu deuten. Augenscheinlich ist sie schräg gestellt; da die anderen Stufen annähernd den sonst an der Küste beobachteten Vorkommnissen parallel sind, scheint die Bewegung in einer Niederbiegung der Küste und einem Zurückgehen in die vorige Höhe bestanden zu haben. Was nun die Art der Ablagerung betrifft, so sind Deltabildungen sowie alle Niederschläge stark bewegten Wassers von vorne herein auszuschließen. Es kann sich nur um Ablagerung in einem ab-

[1]) Ch. Darwin: Geologische Beobachtungen über Süd-America. A. d. Engl. v. V. Carus. Stuttgart 1878. 62.

geschlossenen, vielleicht manchmal austrocknenden Wasserbecken handeln, wie es eine Lagune darstellt, die nicht immer mit dem Meer in Verbindung steht.

Ob diese Stufe mit den 30 m hoch gelegenen Strandbildungen im Norden zu vergleichen ist, läßt sich vorläufig nicht entscheiden.

Wir erhalten somit folgende Entwicklung, die ich zugleich mit den entsprechenden Nummern der nördlichen Küstenstrecke bezeichne.

1.—1. Eintauchen einer Piedmontrumpffläche mit einzelnen Inselbergen bis zu etwa 80 bis 100 m unter den heutigen Meeresspiegel.

2.—2. Brandungstätigkeit und Ablagerung mariner Sande und Kiese.

3.—3. Hebung über den heutigen Meeresspiegel. Anlagerung einer Küstenebene vor das Altland und Zerschneiden derselben. Entwicklung des Durchbruchtales des unteren Mondego unterhalb Monte Mor Velho, als eines epigenetischen Tales.

4.—5.? Senkung bis zu etwa 10 m unter den heutigen Meeresspiegel. Ausbildung einer breiten Abrasionsplatte.

5.—4.? Niederbiegung der Küste und bei erneuter Hebung Lagunenbildung und Auffüllung derselben.

6. Längerer Stillstand im jetzigen Niveau. Anlagerung von Haken und freien Strandwällen im Norden und Süden — Charaktere der gehobenen Küste.

3. Die Umgebung der Tejomündung.

Nördlich der Tejomündung hat Choffat zwischen Kap Roca und Raso Anzeichen eines Meeresstandes entdeckt, die 21 m hoch liegen.[1]) Südlich vom Kap tritt topographisch eine über 1 km breite Terrasse in 25 m Höhe sehr deutlich hervor, hinter der das Land zu 185 m Höhe ansteigt. Aus Trafaria beschreibt Choffat ebenda eine geringe junge Senkung, indem dort ein Brunnen unter dem Meeresspiegel liegt, der nur bei tiefster Ebbe frei wird. Da die Stelle innerhalb der Tejomündung selbst gelegen ist, so können auch Erosionsvorgänge, ein Sinken einer unterwaschenen Scholle, eine Rolle spielen.

Genaueres ist dann wieder von Kap Espichel bekannt.[2]) Dieses ist der westlichste Ausläufer der Serra d'Arrabida, eines 30 km langen Höhenzuges, der aus den weiten Pliocänebenen südlich der Tejomündung ähnlich aufragt wie die Serra von Mondego. Nach Choffats schöner Mono-

---

[1]) P. Choffat: Preuves du déplacement de la ligne du rivage de l'Océan. Comm. da Comm. do Serv. Geol. de Portugal. VI. 1904—07. 176. — Mudança do nivel do Oceano. 2. Planalto ao Sul do Cabo da Roca. O Archeol. português. IV. 1898. 62.

[2]) P. Choffat — G. Dollfus: Quelques cordons littoraux marins du Pleistocène du Portugal. Comm. da Comm. do Serv. Geol. de Portugal. VI. 1904—07. 158. — Bull. Soc. Géol. France (4). IV. 1904. 739.

graphie dieses Zuges[1]) ist auch die Zusammensetzung eine ähnliche wie bei Mondego, nur sind die Faltungsvorgänge weit intensiver gewesen und es ist festgestellt, daß sie hier noch die miocänen Schichten mit ergriffen haben. Die Serra d'Arrabida war, ebenso wie die Serra Mondego, als Inselberg aus dem Piedmontrumpf aufragend in das Pliocänmeer eingetaucht und überragte es als Insel. Die Ablagerungen dieses Meeres kommen heute hier in 180 m Höhe vor.

Unterhalb fand sich:

1. In 62 m Höhe Sandstrandbildungen mit Mactra solida, Donax vittatus u. a. Es ist das eine Fauna, wie sie gegenwärtig in dem kühleren Wasser des englischen Kanal lebt.

2. In 15 m Höhe kommt eine gemäßigt atlantische Fauna vor, die eine Erwärmung des Wassers gegenüber der vorigen anzeigt, mit Mytilus galloprovincialis, Patella coerulea u. a.

3. In 6 m Höhe schließlich tritt wiederum eine rein atlantische Fauna auf, die südliche Elemente beigement enthält. Bezeichnend sind Patella safiensis, Pectunculus bimaculatus u. a.

Es liegen nach alledem hier ganz unzweifelhafte Hebungen vor, während Sado- und Tejomündung, ganz abgesehen von den Erscheinungen weiter nördlich und südlich, ebenso unzweifelhaft ertrunkene Täler sind — also wiederum das gleiche befremdende Nebeneinander wie im Norden des Landes.

Die Lösung liegt wie dort darin, daß diese Hebungen den Betrag der letzten Senkung eben noch nicht haben überwinden können. Die ausgedehnte Pliocändecke erreicht im Tejogebiet Höhen von 150 m. Sie ist von einer Reihe konsequenter Flüsse, die in den Tejo münden, in Tafeln zerschnitten, die sich eben dahin senken. Die Ränder der Täler sind steil, ihr Boden wird von Alluvionen eingenommen, die beim Tejo über 60 m tief hinabgehen. Beim Übergang von den alten Gesteinen der Meseta in die Küstenebene weisen alle größeren Flüsse eine deutliche Fallinie auf. Bei dem Almansor liegt sie in 85 m Höhe, der Rio de Maratera hat in der Küstenebene 1 bis 2 ‰ Gefäll, dann am Übergang 15 ‰ und in den alten Gesteinen 5 bis 6 ‰. Das plötzliche Auftreten von Wassermühlen ist ebenfalls ein Zeichen der Gefällsänderung in dieser Zone. Wir haben demnach eine starke postpliocäne Erosion, eingeleitet durch eine Hebung, welche die große Küstenebene pliocäner Schichten trocken legte. Dieser starken Hebung, während deren das unterseeische Tal des Tejo sich ausbildete, folgte eine Senkung bis unter den heutigen Meeresspiegel. Ihr ent-

---

[1]) P. Choffat: Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida. Lisbonne 1908. Serv. Géol. Portugal.

spricht es, daß, wie Choffat[1]) mitteilt, fast allgemein am Boden der Alluvionen marine Mollusken altquartären Charakters gefunden werden. Unterstützt durch die bei Kap Espichel nachgewiesenen Hebungen schütteten die Flüsse die Limane zu, während gleichzeitig von außen her sich Nehrungen vorlegten.

Übersicht:

Zwei Folgerungen ergeben sich aus der bis hierher durchgeführten Einzeluntersuchung.

1. Es ist nicht möglich die verschiedenen, an einzelnen Küstenstrecken nachgewiesenen Meeresstände auf weitere Strecken hin miteinander zu parallelisieren. Ihre Formen und Ablagerungen sind nur durch Bewegungen des Landes zu erklären, nicht durch Schwankungen des Meeresspiegels.

2. Es ist möglich, die allgemeine Tendenz dieser Bewegungen dahin festzulegen, daß einer postpliocänen starken Hebung eine erneute Senkung erfolgte, die im Norden stärker war als im Süden. Dort haben wir in Galizien Talbuchten, in Nordportugal ertrunkene Täler mit Schlauchmündungen. Im Süden aber herrscht nahezu völliger Ausgleich, der durch die jüngsten Bewegungen, die allgemein eine Hebungstendenz haben, erleichtert wird.

Tabelle der Meeresstände der portugiesischen Westküste.

Ort	Ungefähres Alter		
	Pliocän	Altquartär	Jungquartär und jünger
Minhomündung . . .			+ 15 bis 20 m
Vianna do Castello .	+ 90 m		+ 15 bis 20 m; + 3 m
Douromündung	+ 80 m		+ 10 m; + 6 bis 8 m
Mondegogebiet	+ 80 m	— 60 m ?	+ 10 m; + 20 bis 30 m
Tejomündung	+ 150 m	— 60 m ?	+ 21 bis 25 m
Kap Espichel	+ 180 m		+ 62 m; + 15 m; + 6 m

Die Küste von Algarve und Andalusien.

Zwischen Sevilla und Huelva steigt die Eisenbahnstrecke alsbald stark an und Osuña liegt bereits recht hoch. Es liegt eine Schichtstufe vor,

[1]) P. Choffat: Aperçu de la géologie du Portugal. Extr. de „Le Portugal au point de vue agricole". Lisbonne 1900. 39.

die O—W streicht, ihre Stirn, an der die Bahn emporführt, nach N kehrend, die Lehne nach S. Bei Villa Nueva in 158 m ist die Bahn auf der Lehne angelangt, sie verläuft in Sandsteinen, die von 1 bis 2 m roten Verwitterungsbodens bedeckt sind. Durch wohlangebaute Felder geht es dahin, San Lucar liegt ebenfalls noch 145 m hoch. Dann wendet sich die Bahn nach Süden, fällt stark bis nach Aznalcazar und überschreitet dort in nur 20 m Höhe ein in Sandstein mit steilen Wänden eingerissenes, breites, aufgefülltes Tal. Dieser kilometerweite Bogen ist auf keiner unserer Atlaskarten richtig eingetragen, bei allen läuft die Bahn geradlinig weiter! Die Strecke führt wieder nach N und steigt bei Escacena auf 185 m. Hier verläßt sie die Stufe und fällt über Palma 86 m und Niebla 40 m bis an den Meeresspiegel. Im Süden aber zieht die Stufe mit nach Westen hin langsam abnehmenden Höhen von 150, dann 100 m, immer deutlich erkennbar nach Moguer weiter.

Nach Gonzalo y Tarin[1]) besteht im Bereich der Provinz Huelva das Vorland der Sierra Morena aus miocänen bis diluvialen Schichten, von denen die unteren marin und zwar Strandfazies sind, während in den diluvialen Schottern sich Elefantenreste gefunden haben. Die Mächtigkeit des Diluviums ist gering. Bei der Stadt Huelva sieht man die Quarzschotter mit etwa 10 bis 15 m Mächtigkeit den weißen Sandstein des Pliocän überziehen; dieses selbst ist hier mit 200 m noch nicht durchsunken worden. Das Einfallen von Pliocän und Diluvium ist zum Meer hin gerichtet, die Mächtigkeit nimmt in derselben Richtung zu. Die Sandsteine des Pliocän und die Schotter des Pleistocän bestehen aus Materialien des Hinterlandes.

Wenn die auf der spanischen Karte gegebenen Altersunterschiede zwischen Pliocän und Quartär zu Recht bestehen, so ist zur Erklärung eine Erosionsdiskordanz zwischen Pliocän und Diluvium anzunehmen, eine Annahme, die sehr wohl mit den Tatsachen vereinbar ist. Die Entwicklung wäre alsdann folgende:

1. Bei langsamer Gesamthebung des Gebietes im Pliocän legt sich dem Altland der Sierra Morena eine Küstenebene vor, die etwa spät jung zerschnitten wird und im wesentlichen nach Norden eine Stufe widerstandsfähigerer Sandsteine aufweist.

2. Beim Übergange in das Diluvium wird infolge stärkerer Hebung des Altlandes die pliocäne Landschaft verschüttet.

3. Nach Stillstand der Hebung schneiden die Flüsse in die diluviale Decke ein. Der Pliocänlandschaft gegenüber sind sie jetzt epigenetisch geworden und folgen konsequent den Gefällsverhältnissen der Decke.

---

[1]) J. Gonzalo y Tarin: Descripción fisica, geologica y minera de la provincia de Huelva. Mem. de la Comision del Mapa Geológica de España. 1886—87.

Zum Nachweis dieser Entwicklung wäre die Beobachtung von Diskordanzen zwischen Pliocän und Diluvium erwünscht, mir steht in der Beziehung nur die anders sonst unerklärbare Darstellung auf den vorhandenen geologischen Karten, sowie ein Profil von Gonzalo y Tarin zur Verfügung (S. 595 seines Werkes), in dem er in der Tat eine Diskordanz zeichnet. Es ist aber nicht ganz sicher, ob die Zeichnung der Schichten nicht bloß eine Signatur sein soll. Die allgemeinen Profile, die er gibt, sind völlig unbrauchbar in dieser Beziehung.

Um den jetzigen Zustand des aufgeschütteten Vorlandes näher kennen zu lernen, setzen wir nunmehr die Beobachtungen westwärts fort. Die Stadt Huelva lehnt sich an Höhen an, die nach Norden zwischen den Flüssen Odiel und Tinto hinziehen. Sie mögen etwa 30 bis 40 m hoch sein. Ihr unterer Teil besteht aus weißen bis gelblichen Sandsteinen mit wenig Quarzgeröllen, sie werden scheinbar konkordant von 10 bis 15 m mächtigen, rot gefärbten Flußschottern überlagert, die wesentlich aus gut abgerollten Quarzen von 4 bis 6 cm Durchmesser bestehen. Die Schichtung verläuft annähernd horizontal, feinere Bänke sind eingelagert. Während Gonzalo y Tarin die Sandsteine zum Pliocän rechnet, werden die Schotter zum Diluvium gestellt.

Bei Gibraleon steht in 30 m Höhe und bis in das Bett des Odiel, das hier höchstens 5 bis 10 m hoch liegt, hinabreichend die steilgestellte Schichtenserie des Altlandes an. Sie wird diskordant von rötlichen Schottern der gleichen Art wie bei Huelva überlagert. Der Weg von da an bis kurz vor Ayamonte führt dauernd über eine wellige nach S geneigte Fläche, die aus Schottern und Sandsteinen besteht. Letztere gehören dem Pliocän, erstere dem Diluvium an; da die Wegeböschungen verwachsen sind, das Land, soweit Pliocän vorkommt, überaus gut bewachsen und angebaut ist, war eine Beobachtung des Lagerungsverhältnisses auch hier nicht möglich.

Die Flüsse, die konsequent zur Küste eilen, sind scharf eingeschnitten, mit Marschen gefüllt und werden z. T. bis über die Linie der Straße hinaus, d. i. etwa 10 km von der Küste, von den Gezeiten erreicht. Bei Ayamonte wird die ebenso von Marsch und Sumpf erfüllte Niederung an der Mündung des Guadiana angetroffen, bei der Stadt selbst ist er noch bis in das Altland eingeschnitten.

In dem benachbarten Portugal, für das ähnlich eingehende, wenn auch unvollkommene geologische Beschreibungen wie für die Provinz Huelva nicht zur Verfügung stehen, wird das Gebirgsvorland von einer wiederbelebten Rumpffläche mesozoischer Schichten gebildet, die randlich von marinem Miocän und Pliocän überdeckt ist. Diluvium verzeichnet die Karte kaum, es scheint aber nach einzelnen Beobachtungen ähnlich vorhanden und entwickelt zu sein wie in Andalusien, ist nur meist mit dem

Pliocän zusammengefaßt oder ganz fortgelassen. Jedenfalls ist diese allen älteren Schichten bis zum Mesozoikum einbegriffen gegenüber diskordante, teils marine, teils fluviatile Aufschüttungszone hier wesentlich schmaler als in Andalusien. Die Bahn von Villa Real nach Faro führt in der Nähe der Küste entlang und zeigt, daß die vielfach bis in die mesozoische Unterlage eingeschnittenen Täler genau so scharfrandig und ebenso von Marschen erfüllt sind als die auf spanischer Seite.

Wenden wir uns nach dieser Umschau im Inneren der Küste zu.

1. Vom Kap St. Vinzent bis Albufeira.[1])

Ein Kliff von 30 und mehr Metern Höhe säumt die schwach ansteigende Platte, die den äußersten südwestlichen Ausläufer von Europa bildet. Jurassische Gesteine setzen ihn zusammen, die von marinem Miocän, Pliocän, das bis 63 m Höhe erreicht, und Dünen überdeckt werden. Wo das Gestein weicher wird, sind von der Brandung Buchten hineingemeißelt worden, an deren Hintergrund bereits ein Vorstrand sich gesammelt hat. Einzelne Inselchen und Riffe ragen aus der Abrasionsterrasse auf, die Mündung einzelner Bäche hängt, die anderer ist von einem Strand gesäumt, in dem das Wasser teilweis versickert.

Entfernen wir uns ostwärts von dem äußersten Vorsprung, so wird der Ausgleich ein wenig stärker, wenn auch durchaus die noch bis 80 m aufragenden Kliffe vorwalten. Der Boden vor dem Ufer fällt ziemlich steil und gleichmäßig zu größeren Tiefen ab, die 50 m-Linie liegt 5 bis 6 km vom Ufer. Im Schutz der Punta de Piedade beginnt bei Lagos der Typus sich zu ändern. Die Kliffe werden niedriger. Längere und breitere Haken verbinden sie und sperren Buchten ab, die von den Flüssen und der Vegetation zum großen Teil schon aufgefüllt und in Marschen verwandelt sind. So die Mündung des Rio d'Alvor und das breite und sich bis Silves erstreckende Marschland des Rio do Portimao.

Die kleinen Brandungsbuchten und hängenden Tälchen der folgenden Küstenstrecke zeigen an, wieviel Schutt hier schon entfernt ist. In der Bucht von Alcantarilha sind durch eine geschlossene Nehrung zwei Bäche zu kleinen Haffen aufgestaut, die zum großen Teil wohl auch verlandet sind; ihr Wasser sickert durch den Strandwall ab.

Überblicken wir diesen Abschnitt der Küste von Algarve in seiner Gesamtheit, so müssen wir ihn als eine Senkungsküste beschreiben, die wenigstens in ihren östlichen Teilen dem Ausgleich nahe kommt. Durch die Senkung wurden die Talböden in ihrem unteren Teil unter den Meeres-

---

[1]) Carta chorografica de Portugal 1 : 100000. 36. — Carta geologica de Portugal por J. F. N. Delgado e P. Choffat. Dir. dos trabalh. geologicos. 1 : 500000. 1899.

spiegel gebracht und in Buchten verwandelt. Das Zurückschneiden der Kliffe durch die Brandung liefert dann den Schutt, der am Ufer verteilt, die Buchten abschnürte, sie in Haffe verwandelnd. Diese Haffe sind jetzt größtenteils in Marschland verwandelt, das bei Ebbe trocken liegt.

2. Von Albufeira bis zur Mündung des Rio Tinto. (Das Vorland von Faro.)[1])

Wenig östlich von Albufeira hören die Kliffe auf. In den Brandungsbuchten stellt sich zuerst Vorstrand ein, dann umzieht ein solcher geschlossen das Kliff, das von der Mündung des Ribeira de Quarteira an ganz vom Meere zurücktritt. Die Karte reicht nicht aus, um seinen Verlauf hinter den marinen Bildungen mit Sicherheit zu verfolgen, es ist aber mehr oder minder verwaschen überall vorhanden, einzelne härtere Partien der Abrasionsplatte werden auch im Strandwall noch von Bächen angeschnitten. Alsbald zeigen die Flußmündungen eine deutliche Versetzung nach Osten. Freie Strandwälle mit einzelnen Tiefs stellen sich ein, hinter denen Marschbildungen liegen, die einige Kilometer in die Unterläufe der Flüsse hineinreichen und bei Faro selbst 6 km breit sind. Bei Ebbe liegen diese ganzen großen Flächen, die meist ziemlich sandig und wenig schlickig sind, zum größten Teil trocken, nur einzelne Rinnen führen Wasser.

Bei Fuzeta und Tavira nähert sich der Strandwallzug wieder der Linie der früheren Kliffe und geht z. T. in einen sehr breiten Vorstrand über. An der Mündung des Guadiana schnürt ein hoher und stark mit Dünen besetzter Strandwall bei Monte Gordo ein ausgedehntes, aufgefülltes Haff ab. Noch größer sind die Haffbildungen auf der spanischen Seite, wo sie bis Ayamonte aufwärts reichen. Der Guadiana selbst hat eine schlauchförmige Mündung, in die Ebbe und Flut weit eindringen.

Der weitere Verlauf bis zu der Mündung des Rio Tinto ist dem Geschilderten ähnlich. Ein niedriges Kliff von 6 bis 8 m Höhe schneidet die diluvialen Schichten ab. An seinem Fuß ziehen sich 1 bis 2 km breite Marschbildungen hin, über welche sich niedrige Dünen des Strandwalles zum Lande hin wälzen (vgl. das Profil bei Gonzalo y Tarin S. 580). In die Täler dringen Marschbildungen und die Gezeiten weit ein, wie wir oben schon sahen.

Den größten Umfang an dieser Küste erreicht das Ästuar der Flüsse Odiel und Tinto. Marschen und Gezeiten reichen 13 km weit in das Innere des Landes, ein großes Haff muß hier bestanden haben, ehe die Auffüllung begann, die jetzt das Ganze in ein Sumpfgebiet mit einzelnen Wasserarmen verwandelt hat.

---

[1]) Carta chorografica de Portugal 1 : 100000. 37.

Im Zusammenhang überblickt, erscheint also diese Küstenstrecke als dem Ausgleich durch Vorwärtswachsen nahe. Die entstehende Form erinnert in der Gestalt an Dungeneß Foreland an der englischen Kanalküste. Während aber Dungeneß Foreland nach Gulliver s[1]) Beschreibung eine ganze Reihe von Anwachsstreifen in verschiedener Anordnung aufweist, auch die Kliffe auf beiden Seiten so hoch sind, daß das gesamte, zum Aufbau notwendige Material von ihnen herstammen kann, treffen diese Kennzeichen hier nicht zu. Im Vorland von Faro fehlen Anwachsstreifen, auch sind die Kliffe an den Seiten so gering, daß ohne Zweifel ein großer Teil des Küstenschuttes, der in ihm zur Ablagerung gekommen ist, vom Meeresboden stammt.

Jedenfalls aber biegt auch hier aus nicht genau erkennbaren Gründen der Küstenstrom vom Lande ab, das Vorland von Faro ist in dieser Auffassung ein Jugendstadium von Dungeneß-Vorland. Die Brandung baute den Küstenschutt zu freien Strandwällen auf und schnürte außer den Haffen in den Tälern auch noch Lagunen vor den früheren Kliffen ab. Haffe wie Lagunen sind jetzt zum größeren Teil aufgefüllt, die Strandwälle werden von der Brandung zurückgeschoben, wie die Beobachtung von Schlick in der Schälung, die ich bei Fuzeta machen konnte (vgl. Abb. 11), beweist. Die größeren Flüsse haben im Verein mit Ebbe und Flut sich Tiefs offengehalten, die kleineren münden in die alten Haffe oder Lagunen und fließen oft erst ein Stück dem Ufer parallel, ehe sie einen Ausweg finden.

3. Von der Mündung des Rio Tinto bis zur Mündung des Guadalquivir. (Küste der Arenas Gordas.)[2])

Ein zum Ästuar des Rio Tinto gehörender Arm liegt noch südlich von La Rabida mit seinem ragenden Kolumbusdenkmal, das etwa 30 m hoch steht. Auf der folgenden Strecke bis zu den Einfahrtsrichtbaken verhüllen unregelmäßige Dünen den Blick in das Innere. In der Gegend der Richtbaken liegen die z. T. völlig kahlen, über 40 m Höhe über dem Meere erreichenden jugendlichen Dünen über einem älteren System von Parabeldünen. Die Unterschiede in Form und Vegetation sind sehr bedeutend, die Äste der Parabeln streichen etwa SW—NO. Diese älteren Parabeldünen wiederum liegen auf sandigen, gelben, ziemlich fest verkitteten diluvialen Schichten auf, deren durch spärliche Bäche jung zerschnittene ebene Fläche landeinwärts ansteigt.

---

[1]) F. P. Gulliver: Dungeness Foreland. G. J. IX. 1897. 537 (weitere Literatur). Topley: The geology of the Weald. Mem. Geol. Surv. Great Britain. 1875. 303. — Ordnance survey map 1 : 63360. 304. 305. 319. 320.

[2]) F. Coello: Atlas de España y de sus posesiones de ultramar. Provinz Huelva. 1870. 1 : 200000. — Mapa geológico de España. 1 : 400000 Sec. Ed. Hoja 50. Portugal, Huelva. — Costa sudoeste de España. Hoja I—III. Madrid 1873. 1 : 50000.

Auf dem weiteren Wege zum Leuchtturm hin gelang es mir dann mehrfach, in Windrissen der Dünen in rund 10 bis 15 m Höhe über dem Strand Ausbisse des gelben diluvialen Sandsteines zu finden. Jedesmal trat er in Form einer scharfen Kante zwischen einer annähernd horizontalen und einer steil abwärts geböschten Fläche auf. Bei der Zollwächterhütte am Leuchtturm trat ein größerer Aufschluß hervor, vom Leuchtturm selbst war folgender Überblick zu gewinnen:

Nach Norden hin steigt das Land gleichmäßig und nahezu völlig eben von 30 m bis zu 80 und 100 m an, mit einem durchschnittlichen Gefäll von $4^0/_{00}$. Die horizontale Himmelslinie wird nur von den pliocänen Hügeln bei Huelva überragt. Dieses mit oft über mannshoher Heide verschiedener Gewächse [1]) bedeckte hohe, unfruchtbare Land ist eine „Geest" im Verhältnis zu den Marschen der Ästuare, genau wie die Geest der nordwestdeutschen Küsten; es sei daher hier auch so bezeichnet. Diese Geest ist nach Osten hin von einem Kliff abgeschnitten, das im Westen von Dünen verdeckt ist. Dieses Kliff ist von Schluchten und Tälern ziemlich stark zerschnitten. Am Fuß des Kliff liegt ein 80 bis 100 m (bei Ebbe) breiter sandiger Vorstrand. In der Gegend des Leuchtturms und ein wenig östlich beschreibt das Kliff im horizontalen Verlauf einen Bogen nach innen. Derselbe ist Anlaß gewesen, daß hier das Meer durch Aufbau einen Ausgleich geschaffen hat.

Das Kliff ist stark zerschnitten, mit üppiger Vegetation und prächtig gedeihenden Agaven bedeckt. Es folgt eine 100 m breite Platte, auf der Schuttkegel vom Kliff liegen und Rasen und Feigenbäume sowie Opuntien gedeihen. Eine im Mittel 10 bis 12 m hohe Vordüne umzieht die Platte seewärts. Sie ist stellenweise mit buschförmigen Pinus und Thuja außer Strandgräsern bedeckt. Diese Vordüne wird von außen her durch gewaltige Windrisse angegriffen, die kurze, mächtige Haldendünen von 5 bis 6 m Höhe vor sich herschieben.

An der Außenseite der Vordüne finden wir ein zweites System von Neubildungen, die im wesentlichen dem jetzigen Ufer parallel verlaufen. Sie bestehen aus langgestreckten, an Psammabüschel ansetzenden Zungenhügeln, die in der Richtung des herrschenden Windes nach dem Lande zu gestreckt sind. Die einzelnen Reihen dieser Neubildungen werden durch in der Richtung des Ufers laufende Rinnen voneinander getrennt, deren Breite der Länge der Zungenhügel entspricht. Durch dieses ganze hier beschriebene System wird, wie hervorgehoben, ein Ausgleich einer Einbiegung des Kliffes herbeigeführt.

---

[1]) Astragalus lusitanicus Lam. — Erica scoparia L. — Pistacia lentiscus. — Lavandula Stoechas L. — Helichrysum decumbens Camb. — Helianthemum Libanotis (L.) Willd. — Sarothamnus grandifloris Webb. — Rhamnus oleoides L. u. a.

Wandern wir nach dieser Übersicht an der Küste weiter. Das Kliff erhebt sich nunmehr direkt über dem Vorstrand; es ist durch Rinnen, Schluchten und einzelne Tälchen stark zerschnitten (Tafel II. 1), was den Schluß erlaubt, daß es bereits seit längerer Zeit nicht mehr direkt vom Meere angenagt worden ist. Es entspricht dem, daß wir weiterhin, auf dem Vorstrand aufliegend, eine Reihe von Schuttkegeln vor den Mündungen der Tälchen treffen, deren Oberkante etwa 3 bis 4 m über dem Meere gelegen ist. In diese höheren älteren Schuttkegel sind steilwandig absetzend ein bis zwei jüngere eingeschnitten, deren Höhenlage der inzwischen fortgeschrittenen Vertiefung des Bachbettes entspricht. Die älteren, höheren Schuttkegel sind zum Teil von Sturmwellen angeschnitten. Die jüngeren lagen damals im Frühjahr vollständig unberührt von der Meeresbrandung auf dem Vorstrand.

Unter den Sandsteinen kommt hinter, das heißt östlich von Torre del Oro ein Tonhorizont vor, über dem reichlich Grundwasser austritt. Das Kliff wird hier nach Osten hin im allgemeinen niedriger, auch schärfer und wird augenscheinlich vom Meere bei Sturm direkt bespült. Seine Oberkante zerlegt sich in zwei Teile; der obere liegt etwas weiter zurück und ist durch Winderosion bedingt, während der untere die normale Kliffkante ist. Die beste Übersicht über die gesamten Küstenstrecken gewähren die 113 m hohen Dünen bei Torre Asperillo (Tafel II. 2). Wie vom Leuchtturm aus sieht man nach Nord-Westen, Norden und Nord-Osten hin die etwa 30 m hohe, heidebedeckte Geest ansteigen, der die Dünen aufliegen, und zwar sind wiederum zwei Systeme von Dünen zu unterscheiden: 1. ältere Parabeldünen, die etwa 5 bis 10 m über der Geest sich erheben und nicht mehr wandern, sie mögen, vom Kliff aus gerechnet, sich etwa 2 bis 3, höchstens 4 km ins Innere erstrecken, 2. die jungen Wanderdünen, die, zum großen Teil unbewachsen oder höchstens von Psamma stellenweise bedeckt, die älteren Parabeln verschütten. Nach Osten hin bemerkt man eine mit Wasserpflanzen besetzte Landschaft, die sich zum Guadalquivir hinzieht. Zwischen das Meer und diese Marismas des Guadalquivir schiebt sich eine mit größtenteils kahlen Dünen besetzte Nehrung ein, die an das Kliff der Geest einige Kilometer östlich von Asperillo angesetzt ist. Das Kliff taucht in dieser Richtung allmählich unter den Meeresspiegel ein.

Wir haben demnach für diesen Teil der Küste der Arenas Gordas folgendes anzunehmen: An der Stelle des heutigen Guadalquivirunterlaufes von wenig unterhalb Sevilla an bestand eine trichterförmige Bucht, in welche der Guadalquivir mündete. Bei einer geringen Landsenkung griff das Meer die diluviale Geest der Außenküste an, verschob die erzeugten Schuttmassen seitwärts und baute aus ihnen über die Mündung der Bucht hinweg eine Nehrung, durch welche dieselbe in ein Haff umgewandelt

wurde. In dieses Haff brachten dann der Guadalquivir und eine Menge kleinerer Flüßchen von Nord-Osten her reichlich Sinkstoffe, die im Verein mit Pflanzenwuchs und den von der Nehrung herübergeblasenen Sanden das Haff auffüllten. Da die Nehrung sich den vorherrschenden Winden entsprechend von Westen nach Osten hin aufbaute, so blieb die Öffnung naturgemäß im Osten, und hier mußten die Wasser des Guadalquivir nach der Ausfüllung des Haffes das Meer erreichen. Die heutige Guadalquivirmündung liegt somit an der Stelle eines Tiefs. Es ist dadurch das auffällige Abbiegen des Guadalquivir vom Gebirgsrande, dem er bis unmittelbar oberhalb von Sevilla folgt, wohl zur Genüge erklärt.

Überblicken wir nun diese letzte Küstenstrecke von der Mündung des Rio Tinto bis zu der des Guadalquivir im Zusammenhang, so finden wir auch hier die ertrunkenen Flußtäler wieder, die uns weiter westlich begegnet sind und können ebenso wie dort feststellen, daß im wesentlichen bereits ein Ausgleich des Ufers erfolgt ist. Nur ist hier dieser Ausgleich durch ein Zurückschneiden der Geest und den Ansatz einer Nehrung nach Osten hin erfolgt, nicht wie weiter westlich durch freie Strandwälle vor dem postdiluvialen Ufer.

Übersicht.

Nach dieser Beschreibung und Untersuchung der einzelnen Küstenstrecken handelt es sich nunmehr darum, diese ganze Küste von Andalusien und Algarve der Analyse zu unterziehen.

Entkleiden wir sie daher zunächst einmal der marinen Zutaten, so erhalten wir das Bild des Urufers, aus dem sich das heutige entwickelt hat. Dieses Urufer muß postdiluvialen Alters sein, denn seine Buchten liegen bereits in den unteren Enden der Täler, die in die diluvialen Schichten eingeschnitten, somit jünger sind als diese. Entfernen wir aus den unteren Talenden die Marschen, entfernen wir die freien Strandwälle mit den mehr oder minder aufgefüllten Lagunen, ergänzen wir uns die Kliffe seewärts soweit, wie nach ihrer Höhe und Berücksichtigung ihrer Lage das Land gereicht haben mag, so erhalten wir den Küstenverlauf. Buchtenreich und gegliedert zieht das Ufer dahin. Da die Zerschneidung der diluvialen Schichten nicht bis zu ihrer völligen Auflösung in ein Hügelland gediehen ist, so sind die Buchten nur in wenigen Fällen reicher gegliedert, gehören vielmehr meist dem Typus an, den man als Liman bezeichnet. In ihrem Hintergrunde münden die Flüsse und an den Landvorsprüngen beginnt die marine Tätigkeit und beide im Verein arbeiten daraufhin, die Küste auszugleichen.

Die Entwicklung der ganzen Küstenlandschaft ist demnach die folgende:

1. In der Diluvialzeit verschütten aus der Sierra Morena kommende und miteinander verwachsende Schuttkegel eine zerschnittene Pliocänlandschaft und schütten sich gegen das Meer hin wohl in Verbindung mit einer langsamen Landhebung weiter und weiter vor. Die damalige Küste lag außerhalb des Bereiches der heutigen und ist auf dieselbe, soweit wir wissen, ohne Einfluß.

2. Bei Fortgang der Landhebung schnitten sich auf den diluvialen Schuttkegeln konsequent Flüsse ein, die langsam mit der Auflösung der Fläche begannen, dieselbe aber noch kaum über das Jugendstadium hinaus gefördert haben, zumal die Flußdichte eine sehr geringe ist. Die Zerschneidung der Landschaft in vertikaler Richtung mag ungefähr 20 bis 30 m betragen haben.

3. Dem Zerschneidungsvorgang folgte eine, die ganze Küstenstrecke ziemlich gleichmäßig betreffende, Senkung des Landes um einen Betrag von vielleicht 5 m. Diese Senkung ließ das Meer in die unteren Talstrecken eintreten und verwandelte sie in die geschilderten Buchten der postdiluvialen Küste. Ob die Umwandlung des Mündungsgebietes des Guadalquivir in eine Bucht erst auf diese Senkung zurückzuführen ist, lasse ich unentschieden. Es ist mir eher wahrscheinlich, daß wir hier noch eine Bucht vor uns haben, deren innerer Rand ein Stück der diluvialen Küste wiedergibt.

4. Nach der Senkung setzte der Ausgleichsvorgang an der Küste ein und hat im Westen und Osten die normalen Formen einer gesunkenen und bis zur frühen Reife ausgeglichenen Küste erzeugt. Dagegen hat auf der Strecke zwischen Albufeira und Huelva ein Abbiegen des Küstenstromes stattgefunden, welches das Vorland von Faro erzeugte. Ob die Ursache dieser Abbiegung in einer Aufwölbung mit nordsüdlicher Achse liegt, lasse ich unerörtert.

Die Küste von Roussillon und Languedoc zwischen Rhonemündung und Pyrenäen.

Im ganzen Bereich der Küste des mediterranen Frankreich, westlich und südlich der Rhonemündungen treten Rumpfflächen in den Bereich des Meeresspiegels, die postmiocänen Alters sind. Bald hier, bald dort entragen ihnen Inselberge, die z. T. wohl Härtlinge sind, z. T. spätere vulkanische Aufschüttungen, wie der Mont S. Loup bei Agde. Nach vorübergehender Meeresbedeckung im unteren Pliocän,[1]) die, bis Ille und Céret

[1]) Ch. Depéret: Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Thèse. Paris 1885. — Note sur la géologie du Roussillon. Bull. S. Géol. Fr. (3). XIII. 1884/85. 462. — Viguier: Étude sur le pliocène de Montpellier. B. S. Géol. Fr. (3). XVII. 1888/89. 379.

reichend, im wesentlichen die heutigen Tiefenlinien schon angelegt fand und mehr oder minder mächtige Aufschüttungen schuf, lag das Land im oberen Pliocän trocken, ausgedehnte Landbildungen von meist feinem Korn (Sande, Tone, mergelig-tonige Kalke) bilden sich. Sie sind 60 m und mehr mächtig, enthalten Mastodon arvernensis neben anderen Säugern und Süßwasserschnecken. Das Relief muß damals sehr gering gewesen sein.

Eine beginnende Hebung breitete über diese feinkörnigen Schichten gröberen, wenig mächtigen Schutt mit Elephas meridionalis, führte im weiteren Verlauf aber zur Zerschneidung dieser Flächen bei gleichzeitiger Akkumulation, in ähnlicher Weise wie Penck[1]) diesen Vorgang für das Alpenvorland erläutert hat. Die Mächtigkeit der Alluvionen beträgt durchschnittlich 2 bis 4 m, unterhalb Perpignan 20 m. Im Norden bis zur Linie Perols—Montpellier nehmen Rhonegerölle alpiner Herkunft an dem Aufbau der pliocänen Schichten teil. Nach den Beobachtungen von de Brignac[2]) bilden sie südlich von Lunel eine mit 3,5 ‰ einfallende Schicht, die am Strandwall in 28 m Tiefe erbohrt ist. Wie aus den Erläuterungen zur geologischen Karte hervorgeht, haben sie niemals Säugetierreste geliefert; sie lagern auf den Sanden von Montpellier mit Ostrea cucullata und erreichen eine Höhe von 50 bis 60 m. Nach alledem möchte ich sie als eine Strandbildung ansehen, die sich an das marine untere Pliocän nach oben hin anschließt. Es mögen seitlich in flachem Wasser versetzte Gerölle des Küstenschuttes sein.

Das jetzige Ufer ist von Lagunen umsäumt, die sich an einzelne feste Punkte anknüpfen. Das weist darauf hin, daß eine Hebung stattgefunden haben muß, der sich ein längerer Stillstand anschloß, in dem die Lagunen mehr oder minder durch die akkumulierenden Flüsse aufgefüllt wurden.

In der Tat ist marines, älteres Quartär an einer ganzen Reihe von Stellen an der Küste gefunden. Auf Blatt Perpignan der geologischen Spezialkarte sind es Sand und Gerölle, die Cardium edule Lin., Tapes Dianae Locard, Venus fasciata Da Costa, Ostrea edulis u. a. geliefert haben. Sie erreichen bei Salses 13 m, an der Westseite des Etang de Leucate an zwei Stellen 4 bis 8 m und an der Südseite des Kap Leucate selbst 4 m.[3])

Auf Blatt Narbonne tritt marines Quartär in Form von Sand und Geröllen bei Montels an dem ehemaligen Etang des Capestang in 5 bis 6 m Höhe auf mit Cardium edule Lin., Tapes Dianae Locard, Ostrea edulis usw. Die Stelle liegt 19 km von dem jetzigen Ufer entfernt. Südlich von

---

[1]) A. Penck — E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Leipzig 1909 (1901). 113.

[2]) de Brignac: Les dépots diluviens dans la vallée du Vidourle. B. S. Géol. Fr. (3). XIII. 1884/85. 83.

[3]) Vgl L. Doncieux: Note sur les terrains tertiaires et le quaternaire marin du Sud-est du département de l'Aude. B. S. Géol. Fr. (4). III. 1903. 695.

Nissan ist dann noch ein Vorkommen zu erwähnen, etwa eben so hoch und mit gleicher Fauna.

Schließlich hat Depéret an dem Fels von Cette Bohrmuschellöcher in einer Maximalhöhe von 4 m aufgefunden, die aller Wahrscheinlichkeit nach mit den obigen Vorkommnissen zu parallelisieren sind.[1])

Ich selbst fand die ganze West- und Südseite des Felsens von Cette von einer 15 bis 20 m hoch liegenden Abrasionsplatte gesäumt (1 : 80 000 Montpellier SO), die von dem jetzigen Kliff abgeschnitten wird. Im Kliff erscheint die frühere Meerhalde mit Resten mariner Schnecken. Auf der Abrasionsplatte verläuft die elektrische Bahn nach der Plage de la Corniche. Das Kliff dahinter ist ziemlich abgeflacht.

Auch konnte ich etwa 5 km von Agde, an der zu dem Fort du Cap d'Agde führenden Straße, in 4—5 m über dem Meer Sandlagen mit marinen Muscheln und Basaltgeröllen nachweisen, während zugleich die Oberfläche des hier liegenden Lavastromes marin bearbeitete Formen aufwies (1 : 80 000, 244 N E).

Alle diese Ablagerungen enthalten eine gleichartige Fauna, die in das jüngere Quartär gehört. Somit liegt eine Hebung um einen geringen Betrag vor, die ziemlich gleichmäßig die Küsten von Languedoc und Roussillon betroffen hat. Dagegen ist von der Strandlinie des älteren Quartär, wie sie Depéret[2]) für das ganze westliche Mittelmeergebiet in etwa 25 bis 30 m Höhe postuliert, nicht das geringste Anzeichen vorhanden.

Die Hebungen haben flach ins Meer eintauchende Flußablagerungen betroffen, zwischen denen, wie an der jetzigen Küste, abgeschnürte Lagunen lagen. Sie sind jetzt trocken gelegt, jedenfalls verwachsen, am besten kenntlich ist noch der frühere Etang de Capestang in 9 bis 10 m Meereshöhe, welcher der jungquartären Küste angehörte. Das Meer hat jetzt, nach Stillstand der Hebung, erneut freie Strandwälle aufgeworfen, die sich als Haken und Nehrungen an die vorhandenen Stützpunkte anschlossen und sie landfest machten. Hinter den Wällen blieben Lagunen erhalten, die seitdem durch die Flüsse, welche die Hebung zum Einschneiden in ihre Alluvionen zwang, wie es auf den Karten deutlich sichtbar ist (1 : 50 000 XXV. 49 und XXV. 48; 1 : 80 000, 244 N E), zum großen Teil aufgefüllt sind. Dadurch wurden die Häfen des Altertums, die an der Innenküste lagen, vom Meere abgeschnitten und neue wie Cette erblühten an der Außenküste. Die Dünenbildung auf den Nehrungen ist gering,

---

[1]) Ch. Depéret: Sur les anciennes lignes de rivage pliocènes et quaternaires sur les côtes françaises de la Mediterranée. Compt. Rend. 136. 1903. 1039.

[2]) Ch. Depéret — Caziot: Note sur les gisements pliocènes et quaternaires marins des environs de Nice. B. S. Géol. Fr. (4). III. 1903. 321. — Ch. Depéret: Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Mediterranée. B. S. Géol. Fr. (4). VI. 1906. 207.

weil die häufig vorkommenden ablandigen Winde (Mistral)[1]) den Sand in das Meer hineintreiben.

Die Küste ist jetzt ausgeglichen, stärkere Vorsprünge werden von den älteren Aufragungen gebildet, schwächere Biegungen von einigen Flüssen bewirkt (Tech, Tet, Hérault u. a.). Ihr Zustand entspricht dem Fall

$$A + H > Z.$$

Die Ostküste Cataloniens.

Entwicklung.

In Catalonien taucht ein bergiges Land bei einer Senkung im Norden in das Meer des unteren Pliocän ein.[2]) Die Gegend von Barcelona gestattet uns, diesen Zustand zu erkennen. Das Miocän des Montjuich ragt als Insel aus diesem Meer auf. Daselbst gehen die Congerien-Tone nach oben in ein sandiges Astien mit Konglomeraten über, eine Hebung verratend, die in das Pleistocän hinüberleitet.

Anders ist die Entwicklung im Südwesten des Llobregat.

Die Strecke von Barcelona bis Tortosa zeigt eine Reihe von Spornen des Gebirges, die sich zum Teil in (landfest gewordenen) Inseln fortsetzen. Sie umfassen Kreide- bis Miocänschichten. Die Bahn geht in Tunneln meistenteils hindurch. Zwischen den Spornen liegen zum Meer hin einfallende Schotterflächen, die unweit südlich von Tarragona sich zusammenschließen und als geschlossenes, schmales Vorland zum Meer senken. Augenscheinlich handelt es sich um Schuttkegel der benachbarten Berge, die miteinander verwachsen sind, also um Landbildungen, da keinerlei Deltaschichtung in ihnen vorkommt.

Ich vermute hier folgende Entwicklung: wir haben eine Formation vor uns, die bei einer langsamen, fast dauernden Aufbiegung des Landes abgelagert wurde. Auf was für einer Fläche diese Ablagerung begann, ist heute schwer festzustellen, jedenfalls war es eine zur Küste niedergebogene Piedmontrumpffläche, aus der die nicht eingeebneten Sporne älterer Schichten aufragten. Die Aufbiegung traf das Hinterland, das von der ariden Zeit des Miocän voll Schutt steckte. Sie belebte die Gewässer, die ihren Schutt auf der Verebnung, die ihnen das Gefäll raubte, fallen ließen. Es bildete sich eine Flußaufschüttungsebene, deren Schichten bei dem reichen Kalkgehalt des Ganzen bald verkitteten.

Wie weit die Schuttkegel über das heutige Ufer gereicht haben, bleibt unbestimmt, in etwa 80 m Tiefe wird der Meeresgrund unregelmäßig. Ein Fortschreiten der Wölbungsachse zum Meere hin ließ die höheren

---

[1]) Th. Fischer: Studien über das Klima der Mittelmeerländer. P. M. E. H. 58. 1879. 34.
[2]) Vgl. A. Rühl: Geomorphologische Studien aus Catalonien. Z. Ges. f. E. 1909. 302.

Teile der Ebene zur Zerschneidung und Abtragung kommen, wie wir sie jetzt finden: alte Täler, die über dem heutigen Wasser enden, jung von Ramblas zerschnitten und das Ganze gleichmäßig oben um einen unbekannten Betrag abgescheuert.

Die ganze Entwicklung der Formation ist eine ähnliche wie bei der vielleicht gleichaltrigen Lafayette-Formation des östlichen Nordamerika, der sie nach allen Beschreibungen durchaus gleicht.[1])

Wenn wir zusammenfassen und vom Llobregattal absehen, finden wir also an der katalonischen Küste die Phasen:

1. Ablagerung einer Flußaufschüttungsebene auf einen unteren Piedmontrumpf.
2. Zerschneidung derselben bis zum Alter.
3. Senkung bis in den Küstenbereich.
4. Geringe Hebung, Einschneiden der Ramblas, Ausbildung des jetzigen Ufers.

Die heutige Küste.

Die heutige Küste ist demnach eine gesunkene Küste mit Hebungserscheinungen auf einer schräggestellten, mit etwa 14 $^0/_{00}$ einfallenden Schotterebene, deren Gefäll sich unter Wasser fortsetzt. An einigen Stellen, so bei Ampolla und einige Kilometer nordwärts, bei Cambrils, hat das Meer ein bis 10 m hohes Kliff in die Konglomerate eingeschnitten. Anderswo, z. B. bei Castellon de la Plana und nördlich des Cap Oropesa, bei Villanueva liegt das Meer auf der flacher eintauchenden Ebene, ohne sie anzugreifen und hat Strandwälle aufgeworfen, die Lagunen abschnüren, hinter denen kleine frühere Kliffe sichtbar sind.

Bei Ampolla gelang es mir überdies noch, eine junge Hebung um 2 m nachzuweisen. Das Ufer besteht hier aus zwei Geröllbänken, zwischen die eine 1 m mächtige Bank roter Mergel eingeschaltet ist. In der unteren Geröllbank arbeitet das Meer und hat eine Brandungsplatte und Hohlkehle geschaffen. Darüber liegt, 2 m über dem Wasser, eine Abrasionsplatte, die in 5 bis 10 m breiten Stücken erhalten ist. Sie endet mit einer Hohlkehle in der Mergelbank, über die als Dach die obere Geröllbank um 1,5 m vorspringt. Diese Hohlkehle, die sich stellenweise zu Höhlen erweitert, kann nicht von Sturmwellen und nicht von der Abspülung geschaffen sein, denn als ich sie am Ende des Winters beobachtete, lagen in ihrem Hintergrund lose Verwitterungstrümmer, die allmählich abgebröckelt waren und höchstens durch Wind fortgeführt werden können. Sie kann auch nicht das normale Verwitterungsprofil sein, denn in der unteren harten Bank

[1]) W. J. Mc. Gee: The Lafayette formation. U. S. Geol. S. XII. Ann. Rep. 1. 347. 1891.

werden die Gerölle, die in dem Konglomerat sitzen, von der Oberfläche abgeschnitten. Auch kommen gelegentlich Höhlen vor, die viel zu tief sind, als daß sie durch Verwitterung gebildet sein könnten.

Was das Alter dieser Hebung anbelangt, so kann es nicht sehr groß sein, weil die Hohlkehle noch so frisch und gut erhalten ist. Andererseits ist zu beobachten, daß die zu ihr gehörige Brandungsplatte schon fast völlig zerstört ist, wozu immerhin einige Zeit gehört, da die Konglomerate hart verkittet sind. Ebenfalls sind die Ramblas bis zum jetzigen Meeresniveau eingeschnitten, ohne auf die 2 m-Stufe irgendwelche Rücksicht zu nehmen.

Von weiteren litoralen Formen treten an dieser Küste dann nur noch Deltas auf. Es ist bemerkenswert, daß solche vor den Ramblas völlig fehlen, nur selten tritt vor ihrer Mündung eine Verbreiterung des Vorstrandes auf, falls ein solcher vorhanden. Die immerhin beträchtliche Schuttmenge, die aus ihnen herausgeschafft ist, muß von den Wellen schon längs des Ufers verteilt worden sein. Auch das spricht für ein nicht ganz geringes Alter der letzten Hebung.

Alluviale Aufschüttungen des Llobregat beginnen dicht unterhalb Martorell in 50 m Höhe und haben ein mittleres Gefäll von 2,5 $^0/_{00}$. Der Fluß ist in seine Alluvionen eingeschnitten. Bei Martorell liegt er erodierend in anstehendem Gestein, hier mündete er in über 110 m Höhe in das untere Pliocän-Meer. Die Ablagerungen dieses Meeres ziehen in gleicher Höhe über dem Meere um die Ufer der alten Bucht hinaus und liegen bei Barcelona ebenso hoch wie innen oder noch höher, genau ist das nach der Karte Almeras[1]) nicht zu entscheiden; dagegen senkt sich die obere Grenze der Alluvionen. Somit liegt eine postpliocäne Hebung um 100 m (Lage der Oberkante des Pliocän) vor.

Das marine Pliocän liegt bei Papiol und weiter oberhalb in einzelnen Fetzen auf älteren Gesteinen in einer Höhe von mindestens 40 m über dem Fluß; außen bei Barcelona liegt es 80 m über dem Talboden, kleidet die Hänge aus und reicht bis auf den Talboden hinab. Der Fluß hat in seine Aufschüttungen wieder eingeschnitten. Er durchschnitt sein postmiocänes Bett, zerschnitt sein Delta im Meer des Piacentiano, zerstörte im oberen Teil das Pliocän bis auf einige „geschützte" Terrassen und sein früheres Delta und kam allmählich unterhalb zur Aufschüttung, während Abhangsschutt die Hänge überzog und das Pliocän mehr oder minder verhüllte.

Dieser Exkurs in die Geschichte des unteren Llobregattales war erforderlich, um die innere Grenze des Deltas bestimmen zu lassen. Das Delta reicht somit nicht kontinuierlich von Martorell bis ans heutige Ufer,

---

[1]) Mapa geológico y topografico de la Provincia de Barcelona. Region Primera. 1:40000. 1891.

sondern das untere Llobregattal zerfällt in zwei Teile: im oberen schneidet der Fluß durch Pliocän und seine Aufschüttungen in das ältere Gestein ein, im unteren lagert er ab. Sein Delta beginnt erst da, wo er aus den ihn umschließenden Bergen heraustritt, etwa 4 km oberhalb seiner Mündung.

Danach erhält man für die Urform der heutigen Küste einen Verlauf, der wenig von dem jetzigen verschieden ist. Flach taucht das verfestigte Konglomerat in das Meer; da es Landbildungen sind, so ist es eine gesunkene Küste, der aber Hebungserscheinungen nicht fehlen. Die einsinkende Landfläche war unzerschnitten, was den glatten Uferverlauf erklärt. Vor relativ kurzer Zeit haben die marinen Kräfte ihre Tätigkeit begonnen, ihre Wirksamkeit ist im ganzen gering. Kleine Deltas vermögen sie indessen doch ganz zu unterdrücken, größere wenigstens zuzurunden. Der Ausgleich ist durch eine junge Hebung gestört, die dem Meer wieder neue Flächen zum Angriff bot. Unklar ist noch das Verhalten der postmiocänen Fastebene zur heutigen Küste, ob sie bei Barcelona und nordwärts an einem Bruch endet oder niedergebogen und ebenfalls verschüttet, später gehoben ist.

An der Ostküste Cataloniens ist die Anschwemmung, vom Delta des Ebro abgesehen, gering; von frischen Bewegungsspuren ist die junge Hebung um 2 m zur Beobachtung gekommen. Sie hat aber die Zerstörung nicht aufzuhalten vermocht, die vielmehr nahezu den Streifen schon wieder erreicht hat, auf dem diese Hebung bemerkbar ist. Die Küste gehört also dem Formelkreis

$$Z > A + H$$

an und hat in ihrer Entwicklung den Ausgleich erreicht.

Ähnlich steht es mit der ganzen Südostküste Spaniens, doch genügt das vorliegende Material nicht zu einer eingehenden Untersuchung.

Küste der Pyrenäen.

Zwischen die beschriebenen Küstenstrecken, die beide sich darin gleichen, daß sie dem Ausgleich mit Hilfe einer Hebung nahe sind, wenn auch in Südfrankreich die Anschwemmungen infolge der Nähe der Rhone überwiegen, in Catalonien dagegen die Zerstörung, schiebt sich ein anders gearteter Teil ein, die Küste der Pyrenäen (Frankreich 1 : 50 000 XXV, 49 Port Vendres, XXV. 50 Cerbère). Ganz augenscheinlich handelt es sich hier um eine gesunkene Küste vom Riastypus, setzen sich doch alle die kleinen Buchten in Tälchen nach oben hin fort und ist der Meeresboden stark reliefiert.[1]) Genauere Untersuchungen und Karten dieser Strecke

[1]) P. Vidal de la Blache: La topographie sous-marine de la région du Cap de Creus. Ann. de G. IV. 1894/95. 372.

liegen nicht vor, auch die neuen französischen Karten 1 : 50 000 genügen nicht. Nur so viel läßt sich entnehmen, daß von Ausgleichsvorgängen, von Strandwällen im Hintergrunde der Buchten abgesehen, hier bisher kaum die Rede ist. Auf der Fahrt an der Küste entlang habe ich mehrfach Felsplattformen und Strandlinien in rund 10 m Höhe über dem Meeresspiegel wahrnehmen können, doch ist ihre Verbindung miteinander natürlich nicht durchführbar gewesen, auch die französische Karte reicht nicht dazu aus; das einzige was sich auf ihr erkennen läßt, ist am Nordrand des Gebirges eine 600 zu 200 m große Platte in 10 m Höhe, auf der sich eine frühere Insel erhebt.

Es läßt sich somit nichts Näheres über dieses so anders gestaltete Zwischenstück aussagen; seine nähere Untersuchung dürfte aber von besonderem Interesse sein, da an diesen Felspfeilern wie an Pegeln die Schwankungen des Wasserstandes aufgezeichnet worden sind.

Das System der Küstenformen.

In den vorhergehenden Abschnitten sind verschiedene Küstenstrecken auf ihre Entwicklung hin untersucht worden. In allen Fällen zeigte sich, daß lückenlose Reihen vorhanden sind, deren Ablauf in verschiedener Weise durch die lokalen Bedingungen, insonderheit die Niveauschwankungen, verändert wird. Im Laufe der Untersuchung hat sich ein Formenkreis ergeben, dessen Glieder überall wiederkehren. Ich will den Versuch machen, sie hier systematisch zusammenzustellen und die Entwicklung jeder einzelnen Form von ihrer Urform her zu verfolgen. Gelingt die Durchführung, so wird künftighin die Einordnung einer bestimmten Küstenstelle in ein bestimmtes Entwicklungsstadium auf Grund der Untersuchung der Einzelformen leichter erfolgen als bisher. Gelingt sie nicht, so wird das systematische Vorgehen doch zum Aufdecken der Lücken führen, an denen weitere Forschung einzusetzen hat.

Zwei Reihen sind zu verfolgen: die der Flachlands- und die der gebuchteten Küste, wenn ich von Komplikationen wie Schrägstellung u. dgl. und auch starkem Schuttransport absehe, um zunächst einmal zu einer Übersicht zu gelangen. Letztere Reihe wird im allgemeinen so entstanden sein, daß eine reife Tallandschaft von einer Senkung betroffen wurde; der Vorgang liefert als Urform die „gebuchtete“ Küste, wobei ich unter „Bucht“ ganz allgemein eine durch Senkung mit Wasser erfüllte Hohlform des Landes

verstehe. Im Gegensatz dazu steht die glatte Küste, die entweder auf über den Meeresspiegel gehobenen Meeresboden zurückzuführen ist oder sehr reicher Anschwemmung an der betreffenden Küste ihre Entstehung verdankt.

Alle weiteren Vorgänge an diesen (angenommen) stillstehenden Küsten erzeugen Folgeformen, die je nach der Urform verschieden sind. Da aber in beiden Fällen die gleichen Kräfte wirken, so sind auch gewisse Grundformen überall gleich, aus denen sich dann die Folgeformen der beiden Reihen zusammensetzen.

Auf Grund der Einzeluntersuchung und unter Berücksichtigung obiger Gesichtspunkte gelangte ich zu folgendem Schema:

I. Meereswerk und Flußwerk:

1. Grundformen des Rückgangs.
   Brandungswand — Brandungsplatte.
2. Grundform des Transportes.
   Vorstrand.
3. Grundformen des Aufbaues.
   Sandriff — Strandwall.
   Delta.
4. Folgeformen der Flachlandsküste.
   Längsbauform: Lido — Lagune.
   Vorbauform: Strandwallebene — Deltavorbau.
   Rückgangsform: Kliffreihen- (Falaisen-) Küste.
5. Folgeformen der gebuchteten Küste.
   Längsbauform: Haken — Haff — (Buchtdelta).
   Vorbauform: Inselnehrung — Höftland.
   Rückgangsform: Ausgleichsküste.

II. Windwerk: Die Küstendünen.

1. Grundformen des Aufbaues.
   Zungenhügel — Vordüne — Barchan.
2. Grundformen der Zerstörung.
   Windmulde — Haldendüne — Kupste.
3. Folgeformen:
   südbaltischer Typus der Küstendünen;
   jütischer „ „ „
   kurischer „ „ „

Meereswerk und Flußwerk.

I. Grundformen der Zerstörung.

Literatur.

Andersson, J. Gunnar, Om ölandska raukar. Bih. Kgl. Sv. Vet. Ak. Handlingar. 21. II. 4. 1895.
Becker, E. von, Die Wirkungen der Meeresbrandung und ihre Modifikatoren. M. a. d. Geb. d. Seewesens. Pola 29. 1901. 957.
Capellini, G., L'azione distruggitrice del mare nella costa dirupata dell'Arpaia a Porto Venere. Mem. R. Acc. Sc. Istituto Bologna (6) III. 1906. 203.
Collet, L. W., Quelques observations sur la géologie de la Sierra de Majorque. Arch Sc. phys. nat. Genève (4) 27. 1909. 598 (Calas!).
Fenneman, N. M., Development of the profile of equilibrium of the subaqueous shore terrace. J. of Geol. 10. 1902. 1.
—, Effect of cliff erosion on form of contact surfaces. Bull. Geol. Soc. Am. XVI. 1905. 205.
Fischer, Th., Küstenstudien aus Nordafrika. P. M. 1887. 1.
—, Küstenstudien und Reiseeindrücke aus Algerien. Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1906. 554.
—, Fenomeni di abrasione sulle coste dei paesi dell'Atlante. Atti R. Acc. Linc. Rendiconti ser. V. vol. 16. 1907. 571.
Geikie, J., On modern denudation. Trans. Geol. Soc. 1868. 153.
Geinitz, E., Rezente Riesentopfbildungen im Geschiebemergel der Ostseeküste. Zentralbl. f. Min. 1903. 414.
Hibbert, Description of the Shetland Islands. Edinburgh 1822.
Lehmann, R., Über ehemalige Strandlinien in anstehendem Fels in Norwegen. Progr. Realschule I. Ordn. Halle 1879.
—, Zur Strandlinienfrage. Z. f. d. ges. Naturwiss. 53. 1880. 283.
Pechuël-Loesche, Die Calema. Globus 32. 1877. 119. 136.
Pettersen, K., Scheuerungserscheinungen in der gegenwärtigen Littoralzone. A. d. Norw. von R. Lehmann. Z. f. d. ges. Naturw. 53. 1880. 247.
Prinz, G., Die Brandung am Ufer des Garda-See's. Földrajzi Közlemenyek. 35. 1907. 89.
Reusch, H., Einiges über die Wirkungen des Meeres auf die Westküste Norwegens. N. Jahrb. f. Min. usw. 1879. 244.
—, En notis til kundskaben om strandlinier. Christ. Vid. Selsk. Forh. 1874. 284.
—, Traek af havets virkninger paa Norges vestkyst. Nyt Mag. f. Naturvid. XXII. 1876. 169.
Thoulet, J., Sur une mode d'érosion des roches par l'action combinée de la mer et de la gelée. C. R. 103. 1886. 1193.
Sandler, Chr., Zur Strandlinien- und Terrassenliteratur. Wiss. Ver. f. Erdk. Leipzig. I. 1891. 295.
Schellwien, E., Geologische Bilder von der samländischen Küste. Schrift. Phys. ökon. Ges. Königsberg 46. 1905.
Schiötz, O. E., Nogle bemaerkninger om dannelsen of strandlinjer i fast fjeld. Forh. Vid. Selsk. Christiania 1894. Nr. 4.
Siau, De l'action des vagaes à des grands profondeurs. Ann. Chim. Phys. II. 1841. 118.
Werth, E., Die Bedingungen zur Bildung einer Brandungskehle. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1911. 35.
Zahn, G. W. von, Die zerstörende Arbeit des Meeres an Steilküsten. Mitt. G. Ges. Hamburg. XXIV. 1909. 192.

Das bewegte Meer tritt in der Wellenform der Brandung mit dem Lande in Berührung. Während die Strandbrandung ein allmähliches Totlaufen der Bewegung darstellt, geschieht ihre Vernichtung bei der Klippenbrandung mit explosionsartiger Heftigkeit. Ist überhaupt Bewegung im Meer vorhanden, so haben wir auch Strandbrandung, dagegen hängt das Einsetzen der Klippenbrandung von dem Neigungswinkel des Landes an der betreffenden Stelle und der Wellengröße ab.

Die Wirkung der Klippenbrandung ist zunächst einmal ein mechanischer Stoß. Durch ihn werden Wasser und Luft in die feinen Risse und Spalten und Hohlräume des entgegenstehenden Hindernisses eingepreßt. Der sich unzählige Male wiederholende Druck zermürbt schließlich jedes Gestein und liefert Splitter und Sprengstücke als Schleifmaterial und Wurfgeschoß für die Brandung. Ihre Wirksamkeit erhöht sich dadurch bedeutend.

In der Zone des stärksten Angriffes scheuern die Wellen im Gestein eine Hohlkehle aus, die zu einem Einsturz der darüber gelegenen Teile führt. Es entsteht über der Hohlkehle durch vielmalige Wiederholung der Vorgänge die „Brandungswand", während unter ihr als Schorre die „Brandungsplatte" allmählich breiter wird.

Die Hohlkehle.

In jüngster Zeit hat G. von Zahn gefunden, daß Hohlkehlen nicht in so weiter Verbreitung auftreten, als er nach Literaturstudien erwartet hatte. (l. c. S. 232 f.) Ich bin nun zunächst nicht im Stande, mir die Bildung größerer Brandungswände in festem Gestein ohne eine wenigstens zeitweilige Unterschneidung überhaupt vorzustellen (vgl. 26), denn die Kliffwand ist immer eine Abbruchsfläche und keine direkt von den Wellen erzeugte Form. Ein Abbruch kann aber nur stattfinden, wenn zuvor eine Unterhöhlung da war (immer nur von fester Struktur gesprochen, in weichem Material, z. B. diluvialen Schichten, liegt es anders). Man muß den Begriff nur nicht zu eng fassen, eine „auf längere Erstreckung am Kliff fortlaufende Hohlkehle" wird in der Tat selten da sein, wird meines Erachtens auch gar nicht von der Theorie gefordert. Im Gegenteil, je stärker die Abrasion an einem Ufer arbeitet, desto häufiger finden Abbrüche statt und desto mehr ist die Hohlkehle durch eine Blockhalde verdeckt. Das ist die Anschauung, die ich mir bei meinem Besuch einzelner Teile der Küste der Bretagne im Herbst 1909 gebildet habe; die von Zahn'schen Ansichten waren damals noch unveröffentlicht. Ist die Blockhalde mehr oder minder abgeräumt, dann beginnt allmählich eine neue Unterschneidung.

Wenn sich diese lokal begrenzten Beobachtungen vielleicht auch nicht verallgemeinern lassen, so möchte ich doch andererseits zunächst für die Bretagne darauf hinweisen, daß die Kliffhöhlen doch genetisch nichts anderes als längs einer Schwächelinie verlängerte Hohlkehlenstücke sind, von der gleichen Entstehung und der gleichen Wirkung auf das Ufer. Auch von Zahn weist gelegentlich darauf hin. Andererseits stehen

mir folgende Beobachtungen über echte Hohlkehlen zur Verfügung, andere führt E. Werth an (l. c.).

1. Im Mittelmeergebiet. Auf der Halbinsel östlich von Nizza, die in Kap Ferrat endet, ist in dichten Kalken eine kleine, 1 bis 2 m hohe Hohlkehle oft wahrzunehmen, an steilen Wänden ist die Form scharf hineingeschnitten. Es ist das augenscheinlich dieselbe Rinnenausbildung, wie sie Stevenson 1864 weiter östlich beobachtet hat;[1]) die Unterhöhlung beträgt nach ihm 1,5 m.

Bei Ampolla, nördlich des Ebrodeltas, liegt eine junge Hebung um einen Betrag von etwa 2 m vor. An die gehobene Brandungsplatte schließt sich eine Hohlkehle von 1,80 m Höhe und über 1,50 m Tiefe an, die weit am Kliff entlang zieht. Die horizontale Lagerung der Schichten begünstigt hier allerdings ihre Ausbildung in hohem Maße. Im jetzigen Meeresniveau wird die parallele Bildung meist durch Blockmassen verdeckt, ist aber an dem Gurgeln des Wassers mit Sicherheit ebenfalls festzustellen.

2. Küsten des Atlantischen Ozeans. Das Kap Mondego in Portugal besteht aus ostwärts mit bis 45° einfallenden, gut geschichteten Kalken. Überall ist an ihrem Fuß eine sehr große Hohlkehle entwickelt, an anderen Stellen auch Kliffhöhlen. Große Schichtpakete brechen ab und stürzen auf die Brandungsplatte, wo sie allmählich zerstört werden (Taf. I. Bild 2).

Bei Hendaye und bei Biarritz sind überall Hohlkehlen und Kliffhöhlen vorhanden. Bei Biarritz am Kap St. Martin nördlich des Ortes sind mehrere Hohlkehlen und ein Klifftunnel in verschiedenen Höhen über dem jetzigen Meeresspiegel vorhanden. Das Material ist hier ein tertiärer Sandstein, der annähernd horizontal am Kap ausstreicht; in Hendaye sind es dichte Kalke.

An der Falaisenküste bei Tréport sind Ansätze von Hohlkehlen an den Blockhalden herabgestürzter Massen von mir beobachtet worden.

3. Aus dem Ostseegebiet kenne ich derartige Unterschneidungen von Rügen (bei Saßnitz und auf Hiddensö); auf Bornholm sind Brandungshöhlen reichlich ausgebildet; vorzügliche Hohlkehlen bildet Milthers ab.[2])

Nach meinen Beobachtungen glaube ich, daß man die Hohlkehle als eine Form des zurückweichenden Kliffufers ansehen muß. Je stärker das Zurückweichen bzw. der Abbruch erfolgt, desto weniger schön ist meist die Hohlkehle erhalten. Kommt eine solche bei sonst günstigen Bedingungen gar nicht vor, so ist das ein Anzeichen dafür, daß das Ufer nicht zurückgeht, vielleicht weil eine geringe Hebung vorliegt.

---

[1]) O. Krümmel: Handbuch der Ozeanographie. II. 2. Aufl. Stuttgart 1911. 129.

[2]) Beskrivelse til geologisk kort over Danmark. V. Milthers: Kortbl. Faxe og Stevns Klint. D. geol. Unders. I. 11. 1908. Tafeln, namentl. XIV.

Das Kliff.

Die Brandungswand bezeichne ich als „Kliff" und schränke diesen Ausdruck auf durch Brandung ins Dasein gerufene Wände ein, anders als wie er in der englischen Sprache gebraucht wird. Die Fläche ist bei widerstandsfähigem Aufbau eine Abbruchfläche, bei weicher Struktur eine Abrutschfläche.

Im ersteren Fall wirkt die Brandung auf das Abbrechen hin, im zweiten Fall (ich denke besonders an Geschiebemergelufer) besteht ihre Tätigkeit vornehmlich in einem Abräumen der Abrutschmassen. Dadurch wird den höheren Teilen das Widerlager genommen und vom Grundwasser erweicht, gleiten erneut große Massen ab. Das austretende Grundwasser, der Spaltenfrost und die Abspülung sind hier die eigentlichen Zerstörer; in welcher Menge ersteres austritt, kann man besonders im Winter an den norddeutschen Geschiebemergelkliffen beobachten, wenn dasselbe sofort friert.

Wird die Schnittfläche der Wand nicht ununterbrochen von Bewegungen heimgesucht, so schneiden sich auf ihr konsequente Rillen ein, rascher bei weichen, sehr langsam bei härteren Gesteinen. Das Kliff beginnt zu altern.

In dem Sandstein der Arenas Gordas in Spanien ist die Zerschneidung schon zur Schluchtbildung vorgeschritten (Taf. II Bild 1). Zahllose Rillen und Schluchten mit deutlicher Gliederung in Quelltrichter, Tobel und Schuttkegel gliedern die alternde Brandungswand und verleihen ihrem oberen Rand ein stark gezahntes Aussehen, während der Fuß, von den Schuttkegeln abgesehen, noch nahezu gerade verläuft.

Im mitteleuropäischen Klima überziehen sich alte Kliffe mit Vegetation, verwittern allmählich und verlieren ihre scharfen Formen. Solche lassen sich auf der Halbinsel Mönchgut, in Nordjütland, dann nördlich von Ault („falaise morte")[1]) und anderswo oft beobachten. Aus dem Kliff ist dann die Stirn einer Stufe geworden, die den normalen Gesetzen der Abtragung unterliegt. Ein „greisenhaftes" Kliff bildet Spethmann ab.[2])

Die Brandungsplatte.

„Stets muß sich an einer Steilküste, wenn das Meeresniveau konstant bleibt, eine in demselben gelegene Terrasse.... herausbilden." Mit diesen Worten hat von Richthofen neben das Kliff seine Ergänzungsform im Schorrenbereich gestellt.[3]) Da die Wellentätigkeit in der Bran-

---

[1]) Abb. bei J. Girard: Les falaises de la Manche. Paris 1907.

[2]) H. Spethmann: Grundzüge der Oberflächengestaltung von Cornwall. Globus 94. 1908. 331.

[3]) F. von Richthofen: Führer für Forschungsreisende. Neudruck. Hannover 1901. 331.

dungszone am größten ist, so bleibt der unterhalb dieser Zone gelegene Teil des Ufers gegenüber dem oberhalb rasch weichenden Kliff zurück und wird nur langsam wesentlich mit Hilfe der scheuernden Wirkung der Zerstörungsprodukte vertieft und geglättet. Nach einiger Zeit ist dieser zurückbleibende Teil ziemlich breit geworden; er liegt bei Flut ganz, bei Ebbe z. T. unter Wasser, an seinem oberen Ende rollt die Brandung auf und geht aus der Form der Klippenbrandung in die der Strandbrandung über.

Diese Form, für die sehr verschiedene Benennungen im Gange sind, schlage ich vor, morphographisch „Brandungsplatte" zu nennen, ihr oberer Teil ist der „Felsstrand" (Penck).[1] Genetisch möchte ich sie als „Abrasionsplatte" bezeichnen, d. h. eine Platte, die von der abradierenden Tätigkeit der Brandung geschaffen, woraus ohne weiteres hervorgeht, daß sie unter dem Meeresspiegel liegt. Die unterschiedliche Bezeichnungsweise beschreibend und erklärend erscheint notwendig, da der Fall denkbar ist, daß eine Küste von einer Felsplatte umsäumt wird,

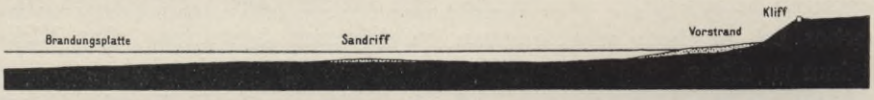


Abb. 7. — Profil senkrecht zum Ufer des Samlandes; Nordküste, unmittelbar westlich Cranz. Lage der Abrasionsplatte im Geschiebemergel unter dem Vorstrand erbohrt, Sandriff und Verteilung des Lehmbodens durch Peilung festgestellt. — 1 : 20000 und 1 : 2000.

die entweder gar nicht von der Brandung geschaffen ist oder von der eines früheren Cyklus.

Hat der gegenwärtige marine Cyklus soeben begonnen, so ist die Brandungsplatte schmal und uneben, sofern am Ufer verschieden harte Gesteinspartien auftreten. Ich habe mich bemüht, einige solcher Platten nach Breite und Gefäll zu messen, erstere schwankt ja sehr mit dem Stand der Gezeiten, ich wählte naturgemäß die Stunden voller Ebbe. Bei Le Croisic an der Südküste der Bretagne fällt die aus Gneiß bestehende Brandungsplatte bei rund 150 m Breite mit $1\frac{1}{2}^{0}$ seewärts ein. Geringer ist die Neigung bei Sables d'Olonne, wo auch noch alte Gesteine auftreten, etwa 1^{0} und etwas mehr bei annähernd derselben Breite. Bei Hendaye fiel die aus Kalk bestehende Fläche auf 100 m zuerst 1^{0}, dann $\frac{1}{2}^{0}$ etwa ein. Durch Bohrungen durch den Vorstrand hindurch bei Cranz an der Nordküste des Samlandes erhielt ich folgendes Profil der Brandungsplatte (Abb. 7).

Im Jugendstadium und bis zur Reife hin entragen der Brandungsplatte, sofern überhaupt verschieden harte Strukturen in ihr auftreten,

[1]) A. Penck: Die Erdoberfläche. 1909. 184.

einzelne Unregelmäßigkeiten, entweder linear dem Schichtstreichen entsprechend, oder ohne Regel verteilt. Anfangs oft noch in Verbindung mit dem zurückweichenden Kliff, Brandungsbogen und Tore bildend, stehen sie später isoliert und werden mehr und mehr verzehrt. Ragen sie nur wenig über den Wasserspiegel auf, so bezeichnet man sie wohl als Klippen.

Mit fortschreitender Entwicklung ist eine langsame Tieferlegung und Glättung der älteren Teile der Brandungsplatte verbunden, während sich der Felsstrand nach dem Lande zu verbreitert. Diese Erniedrigung und Glättung wird von den Wellen vornehmlich mit Hilfe des Küstenschuttes vollzogen, der hin und her geschoben wird. An den dem Ufer zunächst liegenden Teilen der Platte habe ich zur Ebbezeit bei Sables d'Olonne und bei Hendaye Erosionswirkungen des austretenden Grundwassers, kleine Rinnen, gesehen.

Von der Breite der Abrasionsplatte und der an einer Küste vorhandenen Schuttmenge hängt der Zeitpunkt ab, an dem sich über den Felsstrand am Fuß der Kliffe ein aus Schutt bestehender „Vorstrand" breitet.

Die Grenze der Wellenwirkung nach unten liegt bei etwa 150 bis 200 m. Nach dem oben Gesagten müßte bei gleich bleibender Höhenlage der Küste eine wenn auch sehr langsame Vertiefung der Abrasionsplatte dauernd weiter fortgehen, die es allmählich den Wellen wieder gestatten würde, ungehindert an das Ufer heranzukommen und es von neuem lebhaft anzugreifen. Man müßte danach eine rhythmische Wiederbelebung der Brandungstätigkeit an einer Küste zu finden erwarten, eine Wiederbelebung auch ohne eine Senkung des Landes, man müßte folgerichtig auf die Möglichkeit einer wenn auch sehr langsamen so doch völligen Einebnung eines Landes bis hinab zur Wellenbasis auch ohne eine Senkung schließen.

Die Meerhalde.

Untersuchungen nach dieser Richtung, ob eine (tatsächlich nicht selten zu beobachtende) Wiederbelebung der Brandungstätigkeit vielleicht mit einer Vertiefung der Abrasionsplatte zusammen hängt, sind bisher nicht angestellt worden. In den meisten Fällen arbeitet diesem Vorgang die Schuttzufuhr erfolgreich entgegen, einmal die seitliche und dann die vom Ufer her. Aus Fenneman's Darlegungen (l. c.; vgl. auch O. Krümmel: Ozeanographie II. 2. Aufl. 1911. 108) kann man entnehmen, daß Dünungswellen am Boden eine rückwärts d. h. vom Lande fort gerichtete Strömung erzeugen, die also geeignet ist, den Schutt vom Ufer her über der Abrasionsplatte zu verteilen. An der atlantischen Ostküste der Vereinigten Staaten liegt bei etwa 90 m Tiefe ein Knick in der

Böschung, ein Zeichen, daß hier die Strömung nicht mehr im Stande ist, allen ihr zufallenden Schutt fortzuschaffen, etwa bei 180 m wird die Böschung noch steiler, hier ist eben die Wellenwirkung zu Ende und reine Aufschüttung herrscht vor. Werden diese Ergebnisse auf andere Küstenstrecken angewendet, so läßt sich allgemein feststellen, daß eben Aufschüttung vor Erreichen der Wellenbasis beginnt, diese Schuttdecke somit die weitere Vertiefung hemmt. Damit stimmt die Tatsache, daß nach den Seekarten und Thoulet's Atlas lithologique des côtes de la France auf den Brandungsplatten in größerer Tiefe überall Schutt liegt. Es ist das die „Meerhalde", die nur fossil nachgewiesen ist (vgl. Hassinger's Studien am Wiener Wald[1]) und meine Beobachtungen bei Cette S. 73).

II. Grundform des Transportes.

Der Vorstrand.

Der Vorstrand ist eine Form, die sich bei dem allmählichen Heranreifen eines Kliffufers am Fuß des Kliff als Aufschüttung über dem Felsstrand einstellt; er ist in seiner einfachsten Form die einseitige Böschung eines echten Strandwalles.

Im gewöhnlichen Leben wird er als „Strand" oder auch schon als „Vorstrand" bezeichnet. Im Französischen heißt der Vorstrand „plage", im Englischen „beach",[2]) im Dänisch-Norwegischen „stranden", im Italienischen „spiaggia". In allen diesen Sprachen ist er von dem freien Strandwall unterschieden, wenn auch in der Literatur beide Benennungen vielfach durcheinander gehen.

Anfangs ist der Vorstrand an einem Ufer nur streifenweise im Hintergrunde kleiner Buchten vorhanden. So z. B. an der Südküste der Bretagne bei Plouharnel und Port Navalo. Die Umrisse gleichen dann der Mondsichel und man kann dieses Stadium mit dem Beginn der Ablagerung einer Flußebene durch einen Fluß am Beginne des Ausgleichs vergleichen. Nach den Spitzen der Mondsichel hin, wo der Vorstrand an das Kliff sich anlegt, sehen oft härtere Teile der Abrasionsterrasse aus der Aufschüttung heraus. Das Kliff hinter dem Vorstrand verwittert, wird abgeflacht und oft schon in diesem Stadium ein wenig durch Nischen von kleinen Wasserrinnen zerschnitten, zeigt also deutlich Erscheinungen des Alterns; so das in Gneiss eingeschnittene

---

[1]) G. Hassinger: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. G. Abh. VIII. 3. 1905.

[2]) Wheeler: The sea coast. 2. ed. 1903. Pref. p. VII bezeichnet als „beach" den Streifen zwischen Hoch- und Niederwassergrenze.

Kliff einiger Buchten bei Port Navalo und ähnlich in den Kalken von Hendaye.

Nach längerer Zeit schließen sich diese Vorstrandsicheln zu einem geschlossenen Vorstrandband zusammen, das dann als „frühreif" zu bezeichnen wäre. Freilich kann auch noch in diesem Stadium gelegentlich der ganze hier angehäufte Schutt von einem einzigen Sturm fortgeführt werden, nicht nur an Vorsprüngen, wo der Vorstrand noch lange schmal bleibt, sondern auch in Buchten.

An der Ostküste der Halbinsel Jasmund herrscht ein derartig wechselnder Zustand. Oft umsäumt auf weite Strecken hin ein geschlossener Feuersteinvorstrand das Kreidekliff, zu Zeiten sogar recht breit, dann kommen wieder Stellen und Zeiten, wo er ganz oder fast ganz fehlt und der Wanderer, der dem Ufer zu folgen versucht, durch flaches Wasser waten muß oder bei stärkerer Brandung ganz abgeschnitten ist.

Seltener schon ist ein solcher Wechsel an der Nordküste des Samlandes. Bei Rosehnen war im Herbst 1909 dem Kliff aus Geschiebemergel wie gewöhnlich ein 20 bis 30 m breiter Vorstrand vorgelagert, aus Sand mit Kies und Geröllen bestehend. Als ich nach einem starken Nordsturm, der hohen Wasserstand und Seegang gebracht hatte, im Januar 1910 die Stelle wieder besuchte, war der Vorstrand vollständig abgetragen, die noch immer heftigen Wellen brandeten auf der entblößten Abrasionsplatte aus Geschiebemergel und unterwuschen das Kliff, von dem große Massen abgerutscht waren, oder fallbereit hingen (Taf. III). Bei meinem nächsten Besuch im Februar 1910 war nach einer Periode von Süd- und Ostwinden, also Landwinden, wieder ein Vorstrand vorhanden, den ich auch im März und April 1910 immer wieder feststellen konnte. Die Abtragung bei dem Januarsturm hatte auf der ganzen 5 km langen Strecke bis Cranz, die ich verfolgte, durchschnittlich 0,5 bis 1 m betragen, die Transportleistung von Wellen und Strom ist danach also eine recht erhebliche gewesen.

Der Vorstrand wird allmählich so weit verbreitert, durch Zufuhr von Schutt vom Kliff, sei es als Schuttkegel bei Regen, seien es allmählich herunter kriechende Teile, durch Anschwemmung vom Meere her, bis ein völliger Ausgleich der Zufuhr und Abfuhr erreicht ist. Er ist in diesem Ruhestadium so breit und bei Geröllmaterial auch so gestaltet, daß man ihn als ein Band einer schmalen Strandwallebene beschreiben muß.

In diesem Zustand befindet sich die italienische Küste in der Nähe von Ankona, doch nicht an dem Hügel selbst, an dem die Stadt liegt.[1])

---

[1]) Vgl. W. M. Davis: The systematic description of land forms. G. Journal. 34. 1909. 300.

Die Küste ist hier eine Küstenebene, also eine Hebungsküste. Die Brandung hat so stark und lange gewirkt, daß ein geschlossenes, nur an den Flußmündungen unterbrochenes Kliff das Ufer bildete. Jetzt liegt ein 100 bis 200 m breiter Vorstrand vor ihm, der es vor den Angriffen der Wellen schützt. Seine Ausbildung ist auf eine geringe Hebung zurückzuführen, die an den Terrassen der Flüsse nachweisbar ist. Dadurch wurden die Flüsse veranlaßt, ihr Bett tiefer einzuschneiden, lieferten den marinen Kräften mehr Schutt, die ihn nun gleichmäßig am Ufer entlang verteilen.

Das weitere Zurückweichen der Kliffe vollzieht sich dann nur noch äußerst langsam, der schützende Vorstrand bleibt bis in späte Stadien hinein erhalten, die aber meist nicht erreicht werden, weil vorher eine Verschiebung in der Höhenlage eintritt.

III. Grundformen des Aufbaues.

Sandriff und Strandwall.

Literatur.

Ailio, J., Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. Bull. Comm. Géol. Finlande 7. 1898.
Branner, J. C., The origin of beach cusps. J. of Geol. 8. 1900. 481.
Carruthers, J., On the formation of detached shingle beaches. Trans. New Zealand. Inst. X. 1878. 475.
Carnaglia, P., Sul regime delle spiaggie e sulla regolazione dei porti. Torino 1891. Auszug Nature 45. 1892. 362.
Cornish, V., On sea-beaches and sandbanks. Geogr. Journ. XI. 1898. 528.
—, On the grading of the Chesil beach shingle. Proc. Dorset Nat. Hist. and Antiquarian Field Club. XIX. 1898. 113.
Deecke, W., Einige Beobachtungen am Sandstrande. Zentralbl. f. Min. usw. 1906. 721.
Forchhammer, G., Geognostische Studien am Meeres-Ufer. N. Jahrb. f. Min. Geogn. usw. 1841. 1.
—, Über die veränderte Wasserhöhe an den dänischen Küsten. Zeitschr. f. allg. Erdk. N. F. 1. 1856. 473.
Girard, J., Le modelé des sables littoraux. Paris 1905.
Güßfeldt, P. — Pechuël-Loesche, Die Loangoexpedition. III. 1. Leipzig 1882.
Haupt, L. M., Discussion on the dynamic action of the ocean in building bars. Proc. Am. Phil. Soc. Philadelphia 26. 1889. 146.
Hunt, A. R., The formation and erosion of beaches. Nature. 45. 1899. 415.
—, On the action of waves on sea-beaches and sea-bottoms. Sc. Proc. R. Dublin Soc. IV. 1885. 241 (267).
Jefferson, Mark. S. W., Beach cusps. J. of Geol. 7. 1899. 237.
Kinahan, G. H., The travelling sea-beaches. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 44. 1876. 204.
—, Sea beaches, especially those of Wexford and Wicklow. Proc. R. Ir. Ac. Dublin Science (2). 3. 1883. 191.
Loewe, F., Alte und neue Versuche über Reibung und Kohäsion von Erdarten. München 1872.
Oldham, R. D., Beach formation in the Thirlmere Reservoir. J. Manchester G. Soc. XVI. 1900. 225.
Palmer, H. B., Observations on the motions of shingle beaches. Phil. Trans. R. Soc. London 1834. II. 567—576.
Post, L. van, En profil genom högsta Litorinavallen på södra Gotland. Sver. Geol. U. C. 195. 1903.

Reale, C., Un cordone litoraneo presso Ispra sul Lago Maggiore. Mem. Soc. G. Ital. VI. 1896. 331.
Redman, J. B., Seashore alluvion — the „Chesil". Nature 26. 1882. 150.
—, The east coast between the Thames and the Wash. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 32. 1863/64. 186.
Rördam, K. — Milthers V., Beskrivelse til geologisk kort over Danmark. Kortbl. Sejrö, Nykjöbing, Kallundborg og Holbæk. Danm. geol. Unders. I. 8. 1900. 113.
Rosberg, J. E., Meddelande om en strandvall på Isoniemi i Haukipudas. Fennia 12. 1. 1896.
Schumann, J., Der Strand zwischen Rossitten und Sarkau. N. Preuß. Prov. Bl. (3). 6. 1860. 42.
Shaler, N. S., Phenomena of beach—and dune sands. Bull. geol. Soc. Am. 5. 1893. 207.
Tarr, R. S., Postglacial and interglacial (?) changes of level at Cape Ann. Mass. With a note on the elevated beaches by J. B. Woodworth. Bull. Mus. Comp. Zool. 42. 1903. Geol. Ser. VI. 4.
Warming, E., Dansk Plantevaekst. 1. Strandvegetationen. Kopenhagen 1906.
Watson, Th. L., Evidences of recent elevation of the southern coast of Baffins Land. J. of Geol. 5. 1897. 17.
Wheeler, W. H., The Northern Pebble Ridge. Nature 57. 1898. 209.
—, The wearing away of sand beaches. Nature 60. 1899. 115.

Benennung.

„Strand" ist die Zone des Ufers, auf der die Wellenbewegung bei Flut vor sich geht. Es kann eine Zerstörungsfläche sein, dann sprechen wir von einem „Felsstrand", oder eine Aufschüttung, dann ist es ein „Strandwall".

Die seeseitige Böschung eines Strandwalles wird allgemein als „Strand" bezeichnet; der landseitige Abhang ist nur bei einem freien Strandwall erkennbar, und wird auch dort bei Sand durch Dünenbildungen meist verdeckt. Er ist an unseren Küsten zu unbedeutend und unwichtig für den Menschen, als daß er eine zusammenfassende Benennung hätte.

Der freie Strandwall entspricht dem „offshore bar" der englischen Literatur, auch „barrier beach" kommt vor. Im Französischen ist „cordon littoral" = Strandwall, ital. „cordone littorale", dän.-norw. „havstok". In der Literatur schwanken die Benennungen sehr, meist wird nur von „Strand" gesprochen, in anderen Fällen wieder von „Küstenwall", oder gar „Dünen", auch wenn es sich um Gerölle handelt!

Das Sandriff.

Das Sandriff ist ein Vorläufer in der Bildung des Strandwalles oder wenn ein solcher schon vorhanden ist, ist es die Form, die das transportierte Material in der Nähe einer Strandböschung annimmt. Die Sandriffe bilden sich da, wo der Sog oder Rückstrom einer Wellengruppe mit den Wellenbergen der nächsten Wellengruppe zusammen trifft.

Da ein derartig regelmäßiger Rückstrom und eine Bewegung zum Lande hin abwechselnd nur an Ufern auftreten, die bereits einen nahezu reifen Vorstrand haben, so kommen Sandriffe auch nur an solchen Ufern

vor. Im anderen Fall, bei Klippenbrandung, wird der Schutt unregelmäßig verteilt.

Die Form des Sandriffes[1]) ist die eines dem Ufer parallelen Walles, der von der Seeseite her sanft ansteigt, nach dem Lande zu steiler abfällt (Abb. 7). Das Material scheint meist Sand zu sein.

Beobachtungen über Bildung und Veränderungen der Sandriffe liegen nur spärlich vor. Im allgemeinen sind 2 bis 3 solcher Riffe vorhanden, bei hoher See kann man an den Streifen stärkerer Brandung ihre Lage und Zahl leicht feststellen. Über ihre Verschiebung landwärts hat P. Lehmann eine Beobachtungsreihe veröffentlicht.[2]) Neben dieser Bewegung zum Lande hin geht eine solche parallel zum Ufer, die wesentlich durch Strom bewirkt wird. Das Sandriff ist daher nicht eigentlich eine Aufschüttungsform, sondern eine Transportform mit wanderndem Inhalt, vergleichbar einer Röhre, in der sich der Sand vorschiebt.

Sobald an einer Küste, sei es infolge Hebung oder durch die fortschreitende Tätigkeit der Brandungswellen eine flache Schorre gebildet ist, dient diese als Bahn für den seitlich verschobenen Schutt.[3]) Bei dem ersten Seegang wird sich ein erstes Sandriff, vielleicht gleich zwei, bilden. Ihr Material stammt einmal von dem Schutt der Kliffacette, die die ersten Wellen einschneiden, mehr aber noch von dem Meeresgrund seewärts des Riffes. Dieses erste, innerste Sandriff wird so weit landwärts verschoben, als es dem stärksten Seegang bei dem höchsten Wasserstand, der an der Küste vorkommt, möglich ist und wird dabei so hoch aufgebaut, daß es bei Rückgang des Wasserstandes und Seeganges trocken fällt.

Damit ist aus dem Sandriff der Strandwall geworden.

Die Benennung der hier charakterisierten Formen schwankt sehr. Ackermann[4]) erwähnt, daß sie an der Ostsee „Schaaren" genannt werden, ich habe immer nur „Riff" (natürlich mundartlich verschieden) gehört oder auch „Bank". Für erstere Benennung ist auch Hagen[5]) eingetreten; A. Penck[6]) wendet ihm folgend „Schaaren" an, „Riffe" oder „Schaare" gebraucht A. Jentzsch.[7]) Dieses nur einige Proben,

---

[1]) Vgl. Joh. Elbert: Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung. X. Jahresber. G. Ges. Greifswald 1906 (1907). 19.

[2]) F. W. P. Lehmann: Das Küstengebiet Hinterpommerns. Z. Ges. f. E. Berlin 19. 1884. 391.

[3]) Vgl. dessen dünne Auflagerung auf der Skizze von P. Friedrich. Das Brodtener Ufer bei Travemünde. Lüb. Bl. 1901. — Das Brodtener Ufer und der Seedamm. Ebenda 1903. — Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Lübeck 1909. 57. Tafel II.

[4]) C. Ackermann: Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee. Hamburg 1883. 43.

[5]) G. Hagen: Handbuch der Wasserbaukunst. 3. 1. Berlin 1863. 93.

[6]) A. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. II. Stuttgart 1894. 478.

[7]) Im Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin 1900. 42.

aus denen aber doch hervorgeht, daß für eine bestimmte erkannte Form zwei Namen im Gange sind, zwischen denen man wählen kann, die aber festgelegt erscheinen. Ganz abweichend verwendet nun neuerdings von Zahn[1]) die Bezeichnung „Strandriff" für die Abrasionsplatte, für welche dieser oder ein ähnlicher Name doch eigentlich auch längst festgelegt ist. Ich muß daher diesen Vorschlag ablehnen und wähle die Benennung „Sandriff", die zunächst einmal zum Ausdruck bringt, daß es sich um ein „Riff" handelt, d. h. um eine, meist unterseeische, Aufragung des Meeresbodens, die der Schiffahrt hinderlich werden kann, zweitens um eine aus Sand bestehende Form. Man könnte „Schorrenriff" sagen, aber ein Schorrenriff kann auch ein aus der Schorre aufragender Härtling einer darunter liegenden Abrasionsplatte sein, also keine Aufbauform.

Der Strandwall.

Das Material.

Ihrer Zusammensetzung nach bestehen die Strandwälle aus Küstenschutt und organischen Beimengungen.

Der Küstenschutt kann in seiner Korngröße zwischen feinen Sanden und Geröllen wechseln, die so groß sind, daß die an der betreffenden Küste vorkommenden Sturmwellen sie noch gut zu bewegen vermögen. Damit ist eine obere Grenze gegeben, alle noch größeren Steine werden nicht mehr oder nur ganz selten von der Brandung bewegt und stören nur das normale Bild des Strandwalles. In der Tat ist diese obere Grenze ziemlich niedrig gezogen. Die ausgedehntesten Geröllstrandwallbildungen, die ich kenne, die Feuersteinwälle von Cayeux am Kanal und auf Rügen, bestehen nur aus kaum faustgroßen Steinen; ähnlich ist es mit dem aus der Litorinazeit stammenden Strandwall bei Trelleborg und Ystad an der Südküste von Schonen. Gröber ist im allgemeinen das Korn der aus eiszeitlichem Schuttmaterial aufgebauten Wälle an den norddeutschen Küsten; bei Cranz beobachtete ich eine Durchschnittsgröße von 10 bis 15 cm, bei Heiligendamm beträgt sie etwa ebensoviel.[2]) Auf Bornholm bestehen bei Salthammer Odde die von Nexö-Sandstein gebildeten Wälle aus Platten mit etwa 12 bis 15 cm Durchmesser.

Zwischen Sand- und Geröllstrandwall finden sich Übergänge, wenn sie auch nicht gerade häufig sind. Dahin stelle ich einen Kiesstrandwall von der Ostseite von Skagens Horn, dessen Korngröße etwa 2 bis 3 cm

---

[1]) G. W. von Zahn: Die zerstörende Arbeit des Meeres an Steilküsten. Mitt. G. Ges. Hamburg. 24. 1909. 274.

[2]) Vgl. A. Koch im Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 14. Güstrow 1860. 405.

beträgt, und den mächtigen Wall nördlich Sables d'Olonne mit einer Korngröße von 0,5 cm.

Bei einer Beschreibung der Strandwälle nach diesem Gesichtspunkt der Korngröße des Materiales ist aber wohl zu beachten, daß sehr oft mit Jahreszeiten und Jahren Geröllstrandwälle in sandige und umgekehrt übergehen. Diese Möglichkeit liegt immer da vor, wo an einer Küste überhaupt im Strande sowohl Sand als Steine auftreten. Ein starker Sturm wirft dann leicht einen Geröllstrandwall auf; die Wellen einer ruhigeren Zeit hinterher aber vermögen nur Sand auf den Strand zu werfen, der dann die Steine bedeckt und bei trockenem Wetter bald auch über die höchsten Teile des Strandwalles geweht wird, wo er die ganzen Geröllen verdecken kann. Kräftiger Wind bei trockenem Wetter wird aber auch seinerseits außerhalb des Bereiches der Wellen etwaige Geröllagen bloßlegen und sogar bei längerer Dauer eine relative Anreicherung derselben bewirken. In geringerem Maße leistet auch spülendes Wasser dieselbe Arbeit. Dasselbe kann einerseits Regen sein, der nur sehr langsam in dieser Richtung wirkt; andererseits aber Grundwasserströme.

Ein Bild von der Einwirkung dieser auf den Strandwall kann man leicht an Küsten mit Gezeiten gewinnen, an der Ostsee habe ich nur im Winter bei strengem Frost, wenn der Sand gefroren ist, ein Austreten von Grundwasser wahrgenommen. Vorhanden ist es überall, wie Grabungen lehren. Schon auf Sylt ist am Wattenmeer überall der reichliche Austritt von Grundwasser aus dem Sand zu beobachten; deutlicher war die Erscheinung und ihre Wirkung an dem kiesigen Strandwall von Sables d'Olonne. Hier flossen bei Ebbe große Mengen, förmliche Bäche Wassers, aus dem Wall über die Abrasionsterrasse hin und schwemmten sehr viel feinen Sand, der über der Abrasionsterrasse ausgebreitet wurde, aus dem groben Kies heraus.

Als Beispiel der Veränderungen sei eine Strandstelle bei km 96 nördlich von Cranz im Samland angeführt: am 25. März 1908 lagen in der Schälung und oberhalb derselben 5 m breit Sande, dann nahmen den ganzen oberen Teil des Walles Gerölle ein. Am 5. Dezember 1909 besuchte ich die Stelle wieder, da lagen zunächst 10 m Sand am Fuß des Walles und seine ganze obere Partie war auf 22 m Breite ganz mit Sand verhüllt, so daß der Eindruck des Strandes sich völlig geändert hatte.

Als Resultat aller dieser Darlegungen ergibt sich, daß in älteren Strandwällen, wenn überhaupt Verschiedenheiten in der Korngröße des Schuttes an der betreffenden Küste bestanden haben, stets ein gröberes Korn prozentual mehr vorherrschen wird, als es zur Zeit ihrer Bildung der Fall war. Die Feuersteinstrandwälle von Rügen bieten hierfür ein

gutes Beispiel. In der Gegend von Dwasieden besteht der Vorstrand auch aus Feuersteinen mit ein wenig erratischem Material. Aber überall dazwischen liegt zu allen Jahreszeiten Sand und Kies; auf der Schmalen Heide dagegen ist zwischen den Feuersteingeröllen fast gar kein feines Material zu finden, es ist alles weggespült. Daß dabei auch Formveränderungen eintreten, ist selbstverständlich und wird an der geeigneten Stelle noch näher zu besprechen sein.

Was die äußere Beschaffenheit des Küstenschuttes der Strandwälle betrifft, so ist allgemein hervorzuheben, daß bei Geröllen die Zurundung eine recht vollkommene ist, während bei Sanden die Gestalt der Körner sehr verschieden sein kann. Das gilt wie gesagt nur ganz im allgemeinen, der entscheidende Faktor ist immer die Herkunft des Schuttes und zwar räumlich als auch strukturell. Es ist klar, daß weither transportierte Sande und Steine weit besser gerundet sind, als aus der Nähe stammende. So sind die Brocken und Platten des Nexö-Sandstein in Bornholm in dem jetzigen Strandwall noch kaum zugerundet, da das Meer sie an der Küste selbst losbricht. Bei den hinteren älteren Strandwällen aber kann man beobachten, daß dasselbe Gestein viel mehr abgenutzt ist. Das weist darauf hin, daß auch die Zeit eine Rolle spielt: augenscheinlich hat dieser Strandwall mit dem stärker abgerollten Sandstein länger der Brandung gegenüber gestanden, als es der jetzige, jüngste bis jetzt getan hat.

Andererseits liegen überall am Fuß der Falaisen der Normandie und der Kreidekliffe in Rügen ei- bis kugelförmig abgerollte Kreidebrocken umher, die ebenfalls aus der Nähe stammen. Das führt sich naturgemäß auf die Unterschiede in Härte und Spaltbarkeit der beiden Gesteine zurück, also auf ihre Struktur.

Bei dem Küstenschutt der nordeuropäischen Meere ist wohl zu beachten, daß derselbe fast ausschließlich aus Glazialabsätzen stammt, bei denen bereits eine mehr oder minder starke Abnutzung der Körner stattgefunden hat, ehe sie in den Küstenschutt übergingen. Wir finden denn auch in der Tat bei Geröllen, die durch den Gletscher bereits „kantengerundet" wurden, eine sehr vollkommene Zurundung, wobei es ziemlich gleichgültig ist, um welches Gestein es sich handelt. Höchstens machen Sandsteine eine Ausnahme. Ähnlich steht es mit den Sanden, bei denen noch ihre teilweise Herkunft aus Sandsteinen zu berücksichtigen ist, die ja ebenfalls schon gerundetes Material enthalten.

Sehen wir uns in nicht glazial beeinflußten Gebieten um, so ist zu konstatieren, daß auch dort die Gerölle meist gut gerundet sind. So ist es auf dem Strandwall, der in der südlichen Bretagne die Halbinsel Quiberon mit dem Festland verbindet, so ist es auf der Abrasionsterrasse bei Port Navalo in derselben Gegend, wo das Gestein ein Gneiß ist, so ist

es auch mit den Feuersteingeröllen von Cayeux, die trotz der Spröde des Materials sehr gut zugerundet sind, und den Kalken von Hendaye.

Kiese und Sande dagegen weisen starke Verschiedenheiten auf. Es hat das seine Gründe z. T. darin, daß diese Restprodukte des Gesteinszerfalls an sich schon sehr widerstandsfähig sind. Weiter erleiden die kleinen Körner infolge ihres geringeren Gewichtes eine viel schwächere Abnutzung als größere Steine. Schließlich zerfallen sie ihrer Herkunft nach sowieso in zwei Gruppen: die unmittelbar aus Zerreibung hervorgegangenen Körner und diejenigen, die bereits aus einem Trümmergestein stammen und meist schon besser abgerollt sein werden.

Das Resultat dieser Darlegungen ist, daß in Zweifelsfällen bei Geröllen starke Zurundung für das Vorhandensein oder die Herkunft aus einer Strandbildung spricht, daß dagegen bei Kiesen und Sanden dieses Kennzeichen versagt.

Ich habe in diesen Betrachtungen vorausgesetzt, daß das gesamte Material des Strandwalles aus Küstenschutt besteht. Das ist wohl in der Regel, aber nicht immer der Fall. Handelt es sich um einen „Vorstrand", so sind fremde Beimischungen nicht so sehr selten. Sie können überall da auftreten, wo das Kliff dahinter wenig widerstandsfähig ist. Die Trümmer desselben gelangen meist als Schwemmkegel in den Strandwall. Ich erwähne ein Beispiel von der Kliffküste bei Tréport, wo ein Kreideschuttkegel dem Feuersteinwall angehört und weiter ein solches von Cranz, wo ich am 15. 12. 09 im Längsschnitt des Vorstrandes nach einem Sturm größere Tonlinsen wahrnehmen konnte. Bleibt bei fortgesetzter Anschwemmung der Vorstrand erhalten und wird das Kliff von der Verwitterung niedergelegt, so dürfen derartige Einschlüsse die Deutung des Vorkommens als Strandwall nicht beeinflussen.

Die Rolle, die organische Beimengungen im Aufbau des Strandwalles spielen, ist im ganzen nur gering.[1]) Von der Tierwelt kommen wesentlich Muschelschalen vor, deren Anhäufung an der holländischen Küste so stark ist, daß sie in Wagenladungen abgefahren und verarbeitet werden.[2]) Sandsteinwälle sind reicher an organischen Bestandteilen als die Kiese und Gerölle. Bei solchen scheint eine sehr energische und rasche Zerstörung von Schalen stattzufinden, sowohl in dem ganz jungen Wall bei Skagen wie in dem äußersten Wall von Cayeux sind tierische Reste selten. Ohne Zweifel werden solche auch, abgesehen von der mechanischen Zerreibung, rasch durch Auflösung zerstört, wobei hier und da ein Ver-

---

[1]) Vgl. Darwins Beobachtungen darüber. Ch. Darwin: Geologische Beobachtungen über Südamerika. A. d. Engl. v. V. Carus. Stuttgart 1878. 76.

[2]) J. Lorié: De stormvloed van december 1894 en het Vraagstuk der schelpvisscherij langs onze kust. Tijdsch. v. h. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootschap. 1897. 492.

kitten von Sanden folgt. Ein Beispiel kenne ich vom Strande des Vilm im Greifswalder Bodden, auf dem sehr reichlich die Schalen der Brackwasserform von Cardium edule liegen, größere von dem Strand der Arenas Gordas in Andalusien und der südportugiesischen Küste unmittelbar westlich der Guadianamündung. Die Belegstücke sind im Geographischen Institut in Berlin.

Alle diese Verhältnisse erklären es, daß so sehr häufig ältere echte Strandbildungen keinerlei tierische Reste aufweisen, die zu näherer Bestimmung dienen könnten. So ist es z. B. auf Bornholm, wo in der ganzen großen Kiesgrube von Sandegaard sich nicht ein Schalenrestchen gefunden hat.[1]) Auch die Steinstrandwälle von Rügen, Südschonen, Gotland und Cayeux sind frei von tierischen Überbleibseln, ebenso die kiesigen nördlich von Bovbjerg in Jütland.

Andererseits sind viele ältere und jüngere Meereslitoralbildungen fast ganz aus tierischen Resten aufgebaut. So z. B. die Absätze des Yoldia- und Litorinameeres in Nordjütland, wie sie Jessen zuletzt ausführlich beschrieben hat.[2]) In diesen Fällen handelt es sich aber nicht um echte Strandbildungen, in ruhigerem Wasser erhalten sich die Schalen, oder sie wurden gar mit Ton umhüllt, der sie vor Auflösung schützte, wie bei den Yoldiatonen oder dem Ton mit Cardium in dem berühmten Profil der Kodals Rende bei Lökken.

Anders als mit tierischen steht es mit pflanzlichen Beimengungen, den Tangen. Dieselben nehmen teils in Form von Geröllen[3]) teils direkt oft erheblichen Anteil am Aufbau von Strandwällen und die von den Wellen aus ihnen geformten Wülste geben, von Sand überdeckt, dann eigentümliche Formen. Genauere Untersuchungen stehen indessen darüber noch aus, Grabungen an tangbestreuten Küsten könnten nähere Einblicke verschaffen. In den Sanden und Kiesen mit Mytilus westlich von Frederikshavn in Jütland kommen dünne Kohlenschmitzchen vor, die ich auf Tang zurückführen möchte.

Innerer Bau der Strandwälle.

Über die Lagerung der im vorigen Abschnitt besprochenen Materialen liegen wenig Beobachtungen[4]) vor, dieselben sind sehr schwer zu erlangen. Bei trockenem Wetter bleiben innerhalb der oberen Schichten wegen des

---

[1]) G. Braun: Über die Morphologie von Bornholm. XI. J. Ber. G. G. Greifswald 1909. 176.

[2]) Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. A. Jessen: Kortbl. Skagen, Hirshals. Frederikshavn, Hjöring og Lökken. Danm. geol. Unders. I. 3. 1899.

[3]) H. Potonié: Lehmgerölle und Seebälle. Naturwiss. Wochenschrift. N. F. V. 1906. 241.

[4]) L. van Post: En profil genom högsta Litorinavallen på södra Gotland. Sver. Geol. Undersökning. Serie C. 195 auch Geol. För. Stockholm Förh. 25. 1903.

Nachstürzens selbst Grabungen erfolglos und in den tieferen Lagen verschwemmt das Grundwasser jeden Aufschluß; solche sind ja ohnehin spärlich.[1])

Das wenige, was sich ermitteln ließ, ist, daß zunächst die Aufbereitung des Materiales nur gering ist; es liegen größere Brocken oft in feinerer Grundmasse. Die Schichtung im Querschnitt geht fast immer parallel der Oberfläche, Kreuzschichtung ist nur da vorhanden, wo Flugsand den oberen Teil des Strandwalles überzogen hat. Kies- und Sandschichten sind scharf gegeneinander abgesetzt. Das ausführlichste von mir aufgenommene Profil hat folgende Gestalt (Abb. 8). Im Längsschnitt dagegen kommt

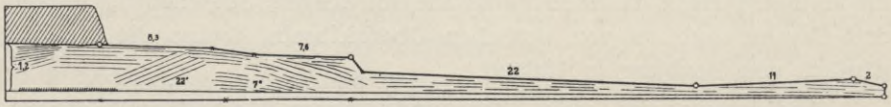


Abb. 8. — Profil des inneren Baues eines Vorstrandes westl. von Cranz, Nordküste des Samlandes. Basislinie horizontal, Linie darüber: Gefäll des Baches, der den Aufschluß geschaffen. Links schraffiert: Geschiebemergel im Bachbett und im Kliff. — 1 : 500 und 1 : 200.

Wechsellagerung der Schichten zur Beobachtung, wie es auch zu erwarten ist.

Im Ganzen sind die Unterschiede gegenüber den Dünen sehr bedeutend, da in diesen häufig Kreuzschichtung und immer eine bessere Aufbereitung zu sehen ist. Die angeführten Kriterien werden in den meisten Fällen genügen, die Verwechselung mit Dünen zu vermeiden, wenn nicht von vornherein die Korngröße dergleichen ausschließt.

Die Form des Strandwalles.

1. Die Verteilung des Materiales nach der Schwere.

Bestehen in dem Küstenschutt einer Landschaft nur geringe Unterschiede bezüglich der Korngröße und des spezifischen Gewichts, so ist an dem Äußeren des Strandwalles nichts von einer zonaren Anordnung wahrzunehmen. Treten aber, wie es die Regel ist, solche auf, so unterscheidet schon das Auge der Anwohner verschiedene Streifen.

Da liegt an unseren Küsten in der Regel zu oberst in unregelmäßiger Erstreckung der „Sturmstrand" oder „Winterstrand", ein Streifen, auf dem neben größeren Steinen namentlich der sogenannte „Sprock" angehäuft ist, allerlei Hölzer, Wurzeln, Schilf, Gläser, die in Sylt schön sandgeschliffen sind, Tangreste usw., alles Bestandteile, die bei stürmischem Wetter irgendwo von der See losgerissen und bald wieder ans

[1]) Auch Sokolow vermag nahezu gar nichts über den inneren Bau der Strandwälle auszusagen. N. A. Sokolow: Die Dünen. D. A. von Arzruni. Berlin 1894. 144.

Land gespült wurden. Tritt Magneteisensand an einem Ufer auf, so findet er sich fast immer nesterweise zusammen, genau an den Stellen, an denen die Transportkraft der ihn bewegenden Wellen zu Ende war. Kommen Gerölle und Sande gemischt vor, so liegen sie immer streifenweise geordnet. Das ist besonders auffällig, wenn unter den Geröllen eine bestimmte Gruppe häufig ist, die sich vor den anderen durch ihre besondere Leichtigkeit oder Schwere abhebt. So liegen am Weststrand des Samlandes die grauen, leichten Kalke mit Belemnitella mucronata immer gesondert von den übrigen Steinen.

Unter günstigen Umständen kann auch die Beachtung dieses Kennzeichens zu einer Unterscheidung echter Strandbildungen von anderen Küstenvorkommnissen führen.

2. Das Querprofil des Strandwalles.

Die streifenweise Anordnung der verschiedenen Materialien ist in der Regel mit Unterschieden in den Böschungswinkeln verbunden, so daß die Zonen auch der Form nach stark hervortreten.

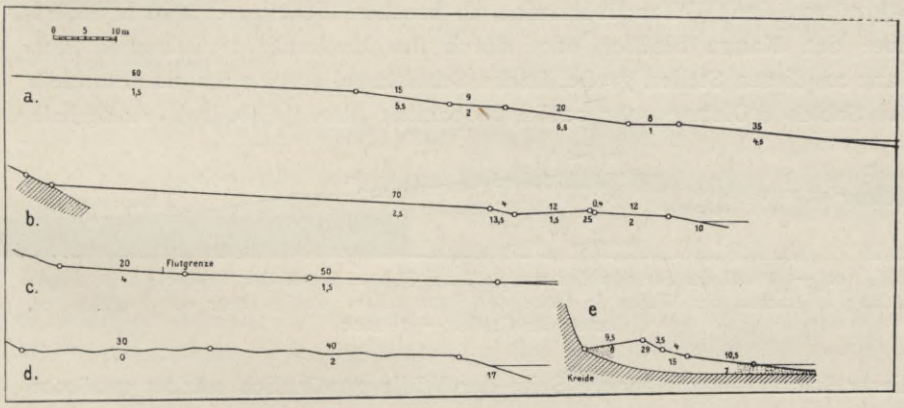


Abb. 9. — Strandprofile. Material in allen Fällen Sand, nur bei e Feuersteine. Gemessen bei Ebbe.
a. Murtinheira (Westküste Portugals). d. Leba (Hinterpommern).
b. Simrishamn (Ostküste von Schonen). e. Tréport (frz. Kanalküste).
c. La Panne (belgische Nordseeküste).
o bezeichnet die gemessenen Punkte. Die Zahlen über der Profillinie sind m, die unter ihr Grade. — 1 : 1250.

Die allgemeine Gestalt des Strandwalles, wie sie sich aus den vielen von mir gemessenen Profilen (Abb. 9 stellt eine kleine Auswahl zusammen) ergibt, ist bei Sand und Kies da, wo Anschwemmung stattfindet, die, daß auf einer mit dem mittleren Winkel von etwa 2 bis 4° abfallenden Fläche an der Basis nach dem Meere zu ein zweiter kleiner Wall aufsitzt. Der-

selbe muß als das innerste Sandriff angesehen werden, das seinen Weg von außen her vollendet hat und nunmehr dem Strandwall einverleibt ist. Dieser jüngste Bestandteil seinerseits besteht aus einer dachförmig nach innen und außen abfallenden Fläche, der sich nach innen zu noch eine Stufe mit dem maximalen Winkel des Sandes geböscht anschließt. Besonders ausgeprägt war dieser Streifen bei einem am 28. 9. 08 gemessenen Profil bei Katwijk an der holländischen Küste; hier ist die Fläche bei 23° Neigung 1,5 m hoch. In der Regel ist sie geringer entwickelt und steht im Wasser, es ist dann die Ähnlichkeit mit dem Sandriff sehr auffallend; der Böschungswinkel übersteigt in diesem Fall leicht 30°.

Diesem „Zuwachsriff", wie ich diesen jüngsten Wall benennen möchte, schließt sich nach innen ein Band an, das fast immer mit Wellenfurchen gezeichnet ist. Häufig steht auf ihm Wasser und immer ist es in geringer Tiefe im Sande vorhanden. Darüber kommt landwärts die meist einheitlich geböschte Fläche des eigentlichen älteren Strandes, die bei Aufbau aus Sand in Reihen parallel der Wassergrenze mit Vegetation besetzt ist. Hier sammelt sich der Flugsand, der Kamm solcher Strandwälle ist in der Regel von Dünenbildungen gekrönt. Wird der Wall bei Sturm von den Wellen überlaufen, so brechen diese an einzelnen Stellen über den Kamm hinüber oder durch ihn hindurch, es schließen sich dann an diesen Stellen große, flache Schuttkegel an, wie ich sie besonders bei Sables d'Olonne sehr schön beobachtet habe (Abb. 10). Außerhalb

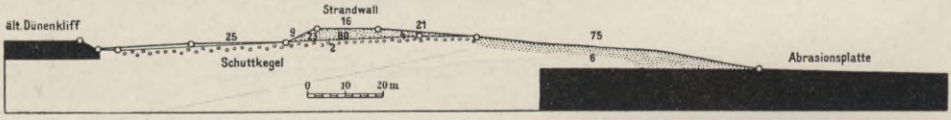


Abb. 10. — Profil des Strandwalles von Sables d'Olonne, Küste der Vendée. Schuttkegelbildung in Lücken des Walles in Höhe der Sturmwellen. Zahlen über der Profillinie m, unter ihr Grade. — 1 : 2000.

dieser Lücken ist die innere Seite der Wälle gewöhnlich stärker geböscht als die äußere.

Wenn das Zuwachsriff fehlt, so unterliegt die Küste der Abspülung, wenn auch oft nur vorübergehend. Entweder halten sich dann Abfuhr und Zufuhr die Wage und die Wellen branden auf einer gleichmäßig geneigten Fläche, oder die Brandung zerstört sogar, sie schneidet in den Strand ein Kliff hinein.

Die an den Strandwällen auftretenden Winkel zeigen sehr verschiedene Werte. In der Brandungszone treten z. B. an der Westküste von Jütland fast durchgängig Winkel von 4° auf, in Sylt auch größere, bis zu 12°; an den Ostseeküsten und der Gascogne herrschen ebenfalls Winkel von 2 bis 4° vor, wesentlich flacher ist die Böschung in Holland, wo fast ständig

nur 1 bis 2° erreicht werden. Diese Zahlen beziehen sich auf Sande. Kiese sind oft steiler geböscht, so bei Simrishamn mit 10°, bei Sables d'Olonne mit 8°. Die beobachtete Maximalböschung von Sand und Steinchen in der Brandung beträgt 16°, außerhalb derselben 34°. Weiteren Aufschluß geben die Profile (Abb. 9).

Angaben über die Höhe von Strandwällen sind deshalb schwer zu machen, weil bei dem Auftreten von Sand die Krone des Walles immer durch Dünenbildung erhöht wird. Brauchbare und vergleichbare Werte lassen sich daher nur an Wällen aus gröberem Material gewinnen. Es ergibt sich da, daß die größte Höhe beträgt

an der Ostsee 2 bis 3 m,

an der Nordsee 4 bis 5 m,

am Atlantischen Ozean 10 bis 12 m über der Abrasionsplatte (Sables d'Olonne).

Altern Strandwälle, d. h. legen sich neue seewärts vor, so daß ihre Funktion als Grenze zwischen Land und Meer aufhört, treten Gestaltveränderungen ein. Die Wälle verflachen, kleine Unterschiede in der Profilierung verschwinden und der alte Strandwall ist einfach ein flacher rundlicher Rücken, wie ihn das Profil auf Abb. 14 von Rügen und von Cayeux darstellt.

Die Bewegungsvorgänge an Strandwällen.

Das Ergebnis der bisherigen Darstellung ist, daß der Strandwall eine Form ist, die aus Küstenschutt bestehend sich wie ein Damm zwischen Land und Wasser einschiebt.

Das Material der Strandwälle stammt aus drei Quellen, die dauernd neue Zufuhr liefern. Einmal von den Flüssen des Landes, dann vom Meeresgrund, von wo es die Brandung losreißt und schließlich von den zerstörten Kliffen der Nachbarschaft. Die ins Wasser gelangenden Zerstörungsprodukte erleiden zunächst einmal eine Aufbereitung, indem alle feinen Partikel schwebend rasch oder langsam in tieferes ruhiges Wasser hin fortgeführt werden, wo sie zum Absatz kommen. Der Rest, alles was nur am Boden bewegt werden kann oder doch gleich wieder niederfällt, ist der Küstenschutt, dessen Menge dann nur noch durch Zerreibung oder Ablagerung verringert wird. Zunächst betrachte ich die Verschiebungen in der Längsrichtung. Sobald die Wellen schräge auf einen Strand auflaufen, ein überall sehr häufiger Fall, dann schleudern sie Steine, Kies- und Sandkörner in der Richtung, in der sie den Strand treffen, vorwärts. Das geschieht mit recht großer Kraft. So beobachtete ich im Januar 1910 an der Nordküste des Samlandes, daß am

Tage nach einem ziemlich starken Sturm noch faustgroße Steine von einzelnen Wellen über 1 m weit fortgerollt wurden. Ist die Welle am Ende ihrer Kraft, so tritt ein kurzer Stillstand ein, ein Teil des Wassers versickert zudem, die mitgeführten Körner fallen aus und rollen nur z. T. mit dem Wasser wieder zurück, das der Neigung des Strandes folgt. Es ist klar, daß leichtere Teile weiter nach unten gelangen als schwerere. Die nächste Welle setzt die Tätigkeit der vorigen in der gleichen Weise fort, die einzelnen Körner des Küstenschuttes nehmen daher eine zickzackförmige Bewegung längs der Küste an und zwar in verschiedenen parabolischen Bahnen,[1]) entsprechend der Korngröße. Die Steine kommen zuerst auf der Höhe des Strandwalles an und bleiben da liegen, bis der nächste Sturm sie wieder faßt, die Sandkörner haben so gestreckte Bahnen, daß sie sich fast nur längs der Küste verschieben. Diese Verhältnisse hat H. R. Palmer zuerst klar erkannt und schon 1834 beschrieben.[2]) Seitdem Philippson[3]) 1893 diese Beobachtungen wiederholt und bestätigt hat, pflegen wir diese Vorgänge unter dem Namen „Küstenversetzung" zusammen zu fassen, wobei zu beachten ist, daß immer in solchem Fall ein Küstenstrom Schutt parallel der Küste transportiert, ohne daß derselbe auf den Strand gelangt. Krümmel schlägt den Namen „Strandvertriftung" vor.

Zahlenmäßige Vorstellungen über ihre Wirksamkeit besitzen wir erst in geringem Maß. Die Küsten von Rügen geben einige Beispiele für Weite und Menge des Transportes. Die Inselkerne Jasmund und Wittow enthalten Kreide des Senon, die an der Küste ansteht und dem Meer in dem Feuerstein ein leicht kenntliches Material in großer Menge liefert. Zwar kommen Feuersteine auch sonst in den diluvialen Ablagerungen als Gerölle vor, aber doch immer nur relativ vereinzelt. Philippson hat zuerst Beobachtungen über die Verteilung der Feuersteine angestellt, [4]) aus denen sich ergibt, daß sowohl auf der Schabe, wie auf der Schmalen Heide, die sich an diese Inselkerne anschließen, die Menge der Feuersteine mit der Entfernung von ihrem Ursprungsort rasch abnimmt, eine Beobachtung, die ich nur bestätigen kann. Es muß dabei noch hervorgehoben werden, daß die am weitesten gekommenen Steine fast immer von Tangbüscheln, meist Fucus, besiedelt worden sind, deren Verzweigungen den Wellen natürlich leichte Ansatzpunkte boten, während die Luftblasen des Tanges direkt das Gewicht verringern. Diese Steine sind somit weiter

---

[1]) O. Krümmel: Handbuch der Ozeanographie. II. 2. Aufl. Stuttgart 1911. 125.

[2]) H. R. Palmer: Observations on the motions of shingle beaches. Phil. Trans. R. Soc. London 1834. II. 567—576.

[3]) A. Philippson: Die Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift 1893.

[4]) A. Philippson: Über die Küstenformen der Insel Rügen. Sitzungsber. niederrhein. Ges. f. Natur. und Heilk. Bonn 1892. 63.

transportiert worden, als es ihrer Größe an sich entspricht. An unserer Ostseeküste spielt diese Erleichterung des Transportes durch Tang bei der relativen Pflanzenarmut keine sehr große Rolle, an Küsten salzreicherer Meere ist fast jeder Stein, den man am Strande findet, Ansatzpunkt für Pflanzen.[1])

Andere Angaben beruhen auf einem Verfolgen von Gegenständen, die als fremde Bestandteile in den Küstenschutt gekommen sind. So konnte einmal der Inhalt von 5 Sack Steinkohlenschlacken an der ägyptischen Küste verfolgt werden; nach 14 Tagen waren Stücke von 1 bis 1,5 kg etwa 400 m weit gekommen, Stücke von nicht ganz 0,5 kg 700 m und schließlich Stücke von 15 g Schwere 1400 m weit transportiert worden.[2])

Eine andere Beobachtung teilt Vaughan Cornish mit: an der Chesil-Bank bei Portland in Südengland wurden Ziegelsteine in 28 Stunden um 574 Yards = 522 m versetzt,[3]) bei gutem Wetter. Sind an einem Strand Buhnen vorhanden, so ist es leicht möglich, an der Anhäufung des Sandes und der Geschiebe an ihnen einen Begriff von der Größe der Verschiebungen zu bekommen; ein hierher gehöriges Beispiel hat Tornquist veröffentlicht.[4])

Während sich diese Verschiebungen auf der Strandböschung vollziehen, erhält dieselbe ihre feinere Ausgestaltung durch senkrecht zur Küste auflaufende Wellen. Die vorwärts schleudernde Kraft einer Welle ist an ihrem äußeren Saum am größten, die rückwärts ziehende, der „Sog" ebenda am schwächsten, zumal ein Teil des Wassers versinkt. Es häuft sich daher an der oberen Grenze der Wellen ein Wall an, hinter dem bei Nachlassen des Windes oft noch Wasser stehen bleibt, das ist das „Zuwachsriff". Unterhalb seewärts ist der Sog kräftig und reißt Steine und Kies, wenn vorhanden, mit sich fort. Sie kommen erst da zur Ablagerung, wo der Sog auf den Stoß der folgenden Welle trifft. Indem wir an einem Strandwall stets die Spuren sehr verschiedenartiger Wasserstände und Wellen finden, erklärt sich die bereits geschilderte Profilierung und die streifenweise Anordnung der Bestandteile des Küstenschuttes (vgl. die Profile von Philippson a. a. St.).

Der seeseitige Winkel des Strandwalles entspricht stets einem Gleichgewichtszustand zwischen Zufuhr und Abfuhr. Ist die Zufuhr durch die Brandung stark, so ist der Winkel ein großer, um dem Sog trotz des

---

[1]) Das hebt z. B. H. Potonié hervor. Die rezenten Kaustobiolithe. Abh. Geol. L. A. N. F. 55. 1908. 88 mit Abb. — Auch von Zahn in Mitt. G. Ges. Hamburg 24. 1909. 279.

[2]) Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 40. 1874/75. 88.

[3]) Diskussion zu dem Vortrag von Owens in Geogr. Journal 31. 1908. 422.

[4]) A. Tornquist: Über die Wanderung von Blöcken und Sand am ostpreußischen Ostseestrand. Schrift. Phys. ökonom. G. Königsberg Pr. 1909. 79 (spez. S. 87).

Verlustes durch Versickern die Kraft zu geben, das überschüssige Material zu entfernen und dem weiteren Transport zu überliefern. Wird andererseits der Sog gegenüber der Stoßkraft der Wellen zu stark, wie es bei Sturm der Fall ist, so reißt er so viel Material von oben herab, daß der Winkel sich verflacht und wieder Gleichgewicht eintritt.

Die Beobachtung stimmt vollkommen mit diesen Überlegungen überein. Ein vorher bei ruhiger See normal durch Zuwachsriff gegliederter Strand unterliegt bei Sturm zunächst einmal der Zerstörung bis eine einheitlich flach geböschte Fläche zustande gekommen ist. Würde der Sturm dann weiter wehen, so begänne nunmehr der Aufbau eines Walles an der oberen Grenze der Sturmwellen. In der Regel aber dauert ein Sturm nicht lange genug, die Wellen und auch der Wasserstand gehen zurück und es baut sich in tieferer Lage auf der gleichmäßig geneigten Wellenbahn des Sturmes das Zuwachsriff auf. Beispiele für diese Vorkommnisse liefern Cranzer Profile, wo genau wie eben abgeleitet, der profilierte Strand des Dezember ersetzt wird durch den gleichmäßigen Sturmstrand im Januar, um die alte Form wieder nach längerer Ruhe anzunehmen. In einem Fall gelang es auf Sylt bei Westerland, durch Sondierungen mit einem Stock durch das wassererfüllte Zuwachsriff hindurch, das nach außen mit 12° geböscht war, die flachgeneigte Wellenbahn von Flut und Sturm, die die Strandfläche bildete, noch ein Stück weit zu verfolgen.

In der entwickelten Theorie der Profilierung eines Strandwalles ist nur von einem Sturm resp. dem durch ihn erhöhten Wasserstand die Rede gewesen und es wurde hervorgehoben, daß in der Regel die Dauer solch höheren Wasserstandes nicht hinreicht, um zum Wallbau zu führen. Nehme ich aber eine längere Dauer eines Hochstandes mit kräftiger Wellenwirkung an, so baut sich an ihrer oberen Grenze ein Strandwall auf; sinkt dann der Wasserstand, so wird dem normalen niedrigen Stand entsprechend ein neuer Sandwall gebaut. Dem nächsten Hochstand legt sich in ihm ein Hindernis vor, das es nur ein wenig nach innen zu verschieben kann. Geht das Wasser zurück, so wiederholt sich der Vorgang, d. h. es entsteht ein System von Wällen und Rinnen parallel zum Ufer, das als Ganzes eine Ebene bildet, die aus Strandwällen aufgebaut ist und die ich daher als „Strandwallebene" zu bezeichnen vorschlage.

An den Küsten des Weltmeeres und offener Nebenmeere verursachen die Gezeiten ein regelmäßiges Schwanken des Wasserspiegels. Das Ausmaß ihrer Bewegungen führt in jedem Fall, wenn überhaupt das Wasser bewegt ist, zur Ausbildung von Wällen und Rinnen. In dem Profil Abb. 13a kommt der Einfluß der Flut zum Ausdruck. Diese Bildungen indessen verschwinden unter der Wucht einer Springflut oder

eines Sturmes und nur diese großen Ereignisse, vielleicht nur ihre Summe in einer Jahreszeit, z. B. im Winter, führen zur Herausbildung eines dauerhaften Walles, dem sich dann im nächsten Sommer und Winter ein neuer vorlegt. Die öfters beobachtete Tatsache, daß die äußeren Wälle in solchem Fall höher sind als die inneren, erklärt Vaughan Cornish dadurch, daß je weiter ein solches Wall- und Rinnensystem sich ins Meer vorschiebt, desto heftiger und stärker die Angriffe des Meeres werden, die dann eben höhere Strandwälle schaffen können.[1])

Hebungserscheinungen an Strandwällen. Ihre genetische Gliederung.

Die Form von Strandwällen und ihrer Abart, des Vorstrandes, ist wie beschrieben, in vielen Fällen so, daß von einer hoch liegenden wenig geneigten Fläche eine Böschung seewärts hinabführt, auf der ein kleiner Wall aufliegt, an dem sich wesentlich die Wasserbewegung vollzieht und mit ihr Zu- und Abfuhr von Material. Es fragt sich, ist der in der höheren Fläche liegende Schutt bereits dauernd abgelagert (abgesehen von Windtransport), ist somit die Ablagerung bei höherem Meeresstand erfolgt oder kann auch der gesamte Strandwall noch einmal von der Brandung ergriffen und zerstört werden.

Ich habe bereits eine Beobachtung von der Küste des Samlandes berichtet, nach der dieses bei einem 20 bis 25 m breiten Vorstrand, der in normaler Weise gegliedert war, der Fall gewesen ist. Wenig östlich der betreffenden Stelle jedoch hat sich damals gegen den Sturm, der allerdings nicht ungewöhnlich stark war, ein 10 m breites Stück erhalten, auf dem dann erneuter Aufbau begann. Die Gesamtstrandbreite nach dem Sturm betrug 35 m. Auch das ist nur eine geringe Breite im Verhältnis zu anderen Stellen und wenn schon hier eben ein Strandteil sich über einen Sturm hinaus hält, der anderswo den ganzen Vorstrand fortreißt, so ist die Frage durchaus berechtigt, wie alt dieses und ähnliche Strandstücke wohl sein mögen und ob sie, wenn hoch, nicht eine Hebung verraten.

Das Problem wird durch die Gezeiten kompliziert. Ich sehe daher von ihnen ab und vergleiche im folgenden nur Profile gezeitenloser Meere oder solche, die bei gleicher Tide aufgenommen sind.

Ein Verdacht auf Hebungserscheinungen geringen Alters und geringen Ausmaßes besteht an der Küste von Schonen, wo sicher nachgewiesene Litorina-Strandwälle sich in einigen Metern Höhe über dem Meeresspiegel befinden.[2]) An der Ostküste habe ich bei Simrishamn

---

[1]) In G. Journal 11. 1898. S. 538.

[2]) E. Erdmann: Bidrag till frågan om Skånes nivå förandringar. Geol. För. i Stockholm Förh. 1. 1872–74. 93.

einige Profile gemessen (Profil b Abb. 9). Ihre Deutung ergibt folgendes: in dem nördlicheren der Profile liegt ein 70 m breiter Hochstrand vor, der von etwa 1,75 m bis zu 5,5 m ansteigt, seewärts eine steile Böschung von 13° hat, die nur eine Zerstörungsfläche, ein Strandkliff, sein kann. Dieser Böschung ist ein Wall aufgesetzt, der seinerseits auch wieder von einem Kliff abgeschnitten wird, ehe sich die sehr steile Böschung ins Meer senkt.

Ganz ähnlich der zweite Fall: über der jetzigen seeseitigen Böschung, die über 9° Steigung aufweist, ein Strandkliff, dann ein regelmäßiger Wall, wiederum eine frühere Brandungsböschung übergehend in eine 12 m breite Fläche, die 3 m hoch liegt und in die Vordüne übergeht, wo sich also nicht mehr entscheiden läßt, wie hoch sie gereicht hat.

Wesentlich das gleiche Bild finde ich bei Profilen, die an der Südküste von Schonen, östlich von Ystad gemessen worden sind. Auf der seeseitigen Böschung eines hoch gelegenen Walles, die mit einem mehr oder minder verwaschenen Strandkliff endet, liegen kleinere Wälle und diejenige Fläche, auf der sich gegenwärtig die Wellenarbeit vollzieht. Der ältere Hauptwall ist durch Flugsandanhäufung in den meisten Fällen aufgehöht, deshalb die ursprüngliche Höhe nicht bestimmbar. Die Bestimmung gelingt bei den Feuersteinwällen westlich von Trelleborg; ihr Kamm liegt 3 bis 3,5 m hoch, also etwa eben so viel als bei den Sandwällen.

Da die Steinstrandwälle aus der Litorinazeit stammen, ist somit der Schluß nicht von der Hand zu weisen, daß auch bei den Sandwällen und dem geschilderten Vorstrand ein großer Teil, jedesmal der innere, höhere Wall in der Litorinazeit gebildet worden ist, daß somit die Hebung des Landes sich auch aus dem Profil eines Vorstrandes und von Sandstrandwällen ableiten läßt.

Mit der hier gewonnenen Arbeitshypothese trete ich an die Untersuchung anderer Profile heran, zunächst wiederum solcher, bei denen ebenfalls aus anderen Gründen der Verdacht auf eine Hebung naheliegt.

Am Kap Mondego an der Westküste Portugals sind in festen Fels gemeißelte Terrassen von mir nachgewiesen, deren unterste am Kap 10 m hoch liegt. Ein Vorstrandprofil ein wenig nördlich des Kaps zeigt unterhalb des Kliffes, mit dem die Terrasse abgeschnitten ist, eine 23 m breite Platte, die sich von 6 auf 5 m senkt, dann eine steilere Böschung erhält, auf der ein jüngerer, 2,5 m hoher Wall aufsitzt, seinerseits oben in einem Strandkliff angenagt. Etwas weiter nördlich bei Murtinheira (Profil a Abb. 9) liegt vor der Vordüne eine 60 m breite Platte, die von 2,5 m bis zu 5 m ansteigt, von einem Dünenkliff überragt wird. Einige Kilometer weiter nördlich schließlich liegt über steiler hoher Böschung, auf

der die Sturmwellen jener Tage brandeten, wieder eine 60 bis 70 m und noch mehr breite Platte in 7,5 bis 11,5 m Meereshöhe, ehe sich die aufgewehte Vordüne anschließt.

Die Uranlage des Strandwalles, der auf der Schorre entsteht, ist ein Sandriff. Das Ufer des großen Jasmunder Bodden in Rügen gestattet westlich von Sagard die Beobachtung solch junger Riffe und Wälle. Der Bodden ist wie alle Rügen'schen Binnengewässer flach, nur 9 m tief. An der erwähnten Stelle liegt die 2 m Linie 800 bis 900 m vom Ufer ab. Wenn man von O. her ans Ufer kommt, überschreitet man nach einem diluvialen Hang eine sumpfige Wiese und erreicht einen flachen, 1 km und nach Unterbrechung nochmals 500 m langen Wall aus Sand und Kies, der bis 1,10 m ansteigt. Etwa 400 m weiter draußen liegt im Wasser ein 1500 m langes Riff, das bei Niederwasser trocken fällt. Wir haben hier also zwei freie Strandwälle, deren innerer durch Zuwachsen des Haffes landfest geworden ist; zu ihrem Aufbau hat das von einem kleinen Bach herbeigebrachte Material beigetragen.

Die Ausgestaltung dieser Uranlage zum vollendeten Strandwall vollzieht sich bei dem allmählichen Auftauchen nach der Richtung hin, daß der Wall ein Profil erhält, das dem Wasser gestattet, seine Aufgabe des Transportes an jeder Stelle zu jeder Zeit aufs beste zu erfüllen. Mit den Schwankungen der Transportkraft erklären sich auch die besprochenen Änderungen des Profiles, niemals aber kann sich eine so hohe Platte herausbilden.

Nach alledem glaube ich, daß auch hier kaum Zweifel bestehen können, daß die Strandwallplatten Äquivalente der Abrasionsplatten am benachbarten Kap sind, daß sich somit, da sie z. T. tiefer liegen als die letzteren, aus ihnen die noch fortgehende Hebung des Landes ableiten läßt. Ich möchte zum Vergleich besonders auf das von mir gemessene Profil von Fanö hinweisen, das, an einer Senkungsküste gelegen, eine ähnlich breite Platte annähernd im Meeresspiegel zeigt. Eine einfache Hebung um einige Meter würde ihren Rand zu einem Strandkliff werden lassen und ihr genau das gleiche Profil erteilen, wie es der Strand bei Kap Mondego hat.

Nach den hier entwickelten Grundsätzen vermute ich junge oder noch fortgehende Hebung an der Küste der Arenas Gordas um einen sehr geringen Betrag, ebenso bei Fuzeta, an der Katalonischen Küste um 1 bis 2 m. In Mitteleuropa für Amrum um 5 m (?), für den Ellenbogen auf Sylt 1 bis 2 m, für Rügen um 1 bis 2 m, für Hinterpommern 2 bis 3 m, für Lökken auf Jütland 5 m, für Skagens Horn schließlich 2,5 m. Einzeluntersuchung muß lehren, wie weit diesen Zahlen Realität innewohnt, wie weit sie sich insonderheit mit Hebungserscheinungen auf dem an-

stoßenden Land, wie Terrassen an den Flüssen, vereinen.[1]) Für die Feststellung des Alters der Hebung dürfte der Verwitterungszustand des Sandes, eventuell auch seine Verkittung von Wichtigkeit werden. Gelingt ein solcher Altersnachweis an einem sandigen Wall, so wird sich daraus auf das Alter der Dünen dahinter schließen lassen.

Wie sehen nun Strandwälle an sinkender Küste aus? Ausgangspunkt der Untersuchung sei die holländische Küste, die sich nach Pegelmessungen noch fortdauernd in Senkung befindet. Allen Profilen ist zunächst eigen, daß sie sehr flach sind; über Fluthöhe erheben sich die Wälle nur um 0,5 m bis 1,5 m von der Anwehung abgesehen. Dahinter schließt sich in allen Fällen ein Dünenkliff an. Der oberhalb der Flutgrenze gelegene Teil ist eine gleichsinnig seewärts mit etwa 3° geneigte Böschung, auf der sich niedrige, nur bei Ebbe sichtbar werdende Wälle aufbauen (vgl. Profil c Abb. 9). Es ist ganz augenfällig, daß die Wellen bei stärkerer Bewegung überall das Dünenkliff erreichen und den ganzen Vorstrand umzulagern vermögen.

Gewisse Ähnlichkeit mit diesen Profilen zeigen die von der Küste der Landes, vielleicht auch die der französischen Mittelmeerküste. Jedenfalls sind sie völlig von dem Typ der gehobenen Strandwälle verschieden.

Grundform des Aufbaues durch Flüsse: Das Delta.

Literatur.

Baratta, M., Sulle recenti trasformazioni del delta del Po. 1893—1904. Riv. G. ital. XIV. 1907. 513.
Credner, R., Die Deltas. P. M. Erg. H. 56. 1878.
Desor, E., Sur les deltas torrentiels anciens et modernes. Lettre à M. A. Falsan. Nice. 1880.
Doyle, P., Deltaic growth. Nature XIX. 1879. 506 (vgl. 555).
Errera, C., L'incremento del delta della Toce nell'epoca storica. Boll. Soc. G. Ital. 4 (III). 1902. 780.
Girard, J., Le delta du Rhône. Bull. Soc. G. Marseille. 17. 1893. 137.
Guérard, A., Mouth of the river Rhône. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 82. 1885. 305—336.
Gilbert, G. K., Stream work; the delta. U. S. Geol. S. Mon I. 1890. 65—70.
Jankó, Joh., Das Delta des Nil. Mitt. a. d. Jahrb. d. Ung. Geol. A. VIII. 1890. 233.
Lorenz, J. N., Brackwasserstudien an den adriatischen Küsten. S. Ber. k. k. Ak. d. Wiss. Wien 1866. Math. naturwiss. Kl. 54. 2. Abt. 6.
Marinelli, G., L'accrescimento del delta del Po nel secolo XIX. Riv. G. ital. V. 1898. 24.
Peschel, O., Die Deltabildungen der Ströme. Ausland 39. 1866. 457. (Auch in „Neue Probleme".)
Rosberg, J. E., Bottenvikens finska deltan. Vet. Medd. G. För. Finland. II. 1895.
Schucht, F., Das Wasser und seine Sedimente im Flutgebiet der Elbe. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L. A. XXV. 1904. 431.
Smith, A. L., Delta experiments. Bull. Am. G. Soc. 41. 1909. 729—742.
Tylor, On the formation of deltas. Geol. Mag. IX. 1872. 392.
Upham, W., Growth of the Mississippi Delta. Am. Geologist XXX. 1902. 103—111.

[1]) Vgl. R. Lucerna: Die Eiszeit auf Korsika usw. Abh. k. k. G. Ges. Wien IX. 1. 1910.

Die Tätigkeit der Flüsse an Küsten besteht vornehmlich in der Aufschüttung von Deltas. Während Sandriffe und Strandwälle meist parallel der Küste angeordnet sind, ist das Delta immer ein Vorbau, je nachdem an der Außenküste oder in einer Bucht an der Innenküste. Die Bedingungen der Deltabildung sind noch nicht vollkommen bekannt, Gezeiten sind jedenfalls ungünstig.

Im Delta treten zwei einander entgegen wirkende Kräfte auf, als Ergebnis ihres Kampfes erscheint die Form des Deltas. Die Grundform des Flußaufbaues ist, wie namentlich Philippson[1]) betont hat, eine dreieckige Spitze, die in Seen und Haffen bei kräftigen Flüssen stets zu beobachten ist. Das Meer andererseits strebt einem Zurunden und Glätten der Uferlinie zu, Wellen und Strom bemühen sich den vom Fluß mitgeführten Schutt an dem ganzen Ufer und vor demselben zu verteilen und abzusetzen.

In dem Fall einer gesunkenen Küste münden die Flüsse in eine Bucht ein und dann ist an ihnen um so besser die Spitzenform zu beobachten, je mehr Haken und Nehrung die Bucht absperren. Eine solche ausgeprägte Spitze weist z. B. der Dniestr auf (öster.-ungar. Generalkarte von Mitteleuropa 1 : 200 000 Blatt 18 . 46 Odessa). Die weiteren Stadien dieser Buchtdeltas werden bei Erörterung der Haffe noch zur Darstellung kommen.

An einer Flachlandsküste treten die Deltas im allgemeinen auch erst nach Überwindung der Lagune mit dem offenen Meere in Berührung. Nur kommt dieser Austritt hier viel rascher, weil einmal die Lagunen schmal sind und weil zweitens durch die Hebung eine Wiederbelebung der Erosionstätigkeit eingeleitet wird, die den Flüssen viel Schutt liefert.

Die Ausgangsform ist daher in jedem dieser beiden Fälle ein Deltaschuttland an Stelle des ehemaligen Haffes oder der Lagune, gegen das Meer hin umsäumt und geschützt durch eine Nehrung oder einen Strandwall, doch sind auch Vorkommen denkbar, daß ein Delta an junger gehobener Küste vom Urufer aus in das Meer direkt hineinwächst. In der Jugend einer Küste, wenn der Meeresgrund noch flach ist, die Wellen und der Strom relativ schwach, der Fluß andererseits kräftig ist und viel Schutt führt, vermag ein Delta seine Spitzenform zu bewahren und sich in langen Armen in das Meer vorzuschieben. Der Typus dieser Form ist das Mississippi-Delta.

Der innere Bau von Deltas läßt sich nur an gehobenen Küsten studieren, die besten Grundlagen dafür bildeten die Deltas des Bonneville-Sees in Nordamerika, über die Gilberts Monographie berichtet. Es

---

[1]) A. Philippson: Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. 1893. 1.

zeigt sich eine dreifache Gruppierung der Schichten: 1. die Bodenschichten schmiegen sich der Bodenform an; 2. die Mittelschichten oder „Schüttschichten" wie man sagen könnte, um den Vorgang ihres Absatzes zu kennzeichnen, fallen unter Winkeln von etwa 30° ein; 3. die Deckschichten liegen an ihrer Basis annähernd horizontal, mit ihrer Oberfläche ein wenig seewärts einfallend darüber. Ihre Basis gibt die Höhe des Wasserspiegels an, Deltas können daher als sehr genaue Wasserstandsmarken dienen. Ihre Oberfläche dagegen wird mehr und mehr aufgebaut und gestaltet sich in ihren inneren Teilen zu einer Schuttfächerfläche des betreffenden Stromes um, die landwärts langsam wächst.

Die Deltafläche wird oft dadurch unregelmäßig, daß die locker gelagerten Mittelschichten stellenweise ins Rutschen geraten und sich „setzen". Man spricht dann von einem „Sacken" der Oberfläche, gelappte Seen treten in ihr auf, die allmählich zuwachsen oder aufgefüllt werden. (Vgl. österr.-ungar. Generalkarte von Mitteleuropa 1:200 000 Blatt 47.45 Sulina.) Als Auslösung eines solchen Sackens mag oft ein Erdbeben dienen.

Folgeformen der Flachlandsküste.

Längsbauformen: Lido. Lagune.

Wo die ans Ufer rollenden Wellen ihre Kraft in der Brandung verlieren, da fällt der von ihnen mitgeführte Küstenschutt aus und wird in Wallform aufgebaut. Die Stelle, an der das geschieht, kann am Ufer selbst liegen, wenn dasselbe weder so steil ist, daß die Brandung noch Kraft hat es anzugreifen, noch so flach, daß sie schon geschwächt ankommt. In diesem Fall ist der Strandwall als „Uferstrandwall" zu bezeichnen, da er seine Grundlage, das Ufer wallförmig überragt.

Viel häufiger aber liegt die Brandungsstelle vor dem Ufer auf der Schorre, so daß der Wall sich also im Wasser aufbaut, zunächst als „Sandriff" unterseeisch, später als „Strandwall" über den Wasserspiegel auftauchend und allmählich bis an die innerste Grenze der Wirkung der stärksten Wellen und Strömungen an dem betreffenden Ufer verschoben. Da dieser Wall auf der Schorre sich aufbaut, müßte er folgerichtig als „Schorrenstrandwall" bezeichnet werden, man kann auch die Benennung „freier Strandwall" anwenden, d. h. „frei" vor dem Ufer gelegen, ursprünglich durch einen Wasserstreifen davon getrennt.

Die Bildung solcher freien Strandwälle im Kleinen kann man bei oder nach jedem Sturm an einem Strand beobachten, dessen Böschung dann als Schorre dient (Taf. III. Bild 1). Er wird von den letzten Ausläufern der Brandung aufgebaut; an den Stellen aber, wo die Wellen zuerst brechen, da bildet sich unterseeisch ein neues Sandriff oder mehrere, die

allesamt allmählich an den freien Strandwall herangeschoben werden, bis das Meer die Schorre so weit vertieft hat, daß es seine Bildungen wieder zu zerstören vermag.

Im großen handelt es sich meist um stark verbreiterte und durch Dünen veränderte Gebilde. Ich nenne diese nach dem Lokalnamen der typischen Landschaft „Lido" (Plur. Lidi). Untrennbar von der Darlegung der Entwicklung der Lidi ist auch die des abgeschlossenen Wasserstreifens dahinter, den ich als „Lagune" bezeichne.[1]) Ist der Strandwall jung, so hat die Lagune eine freie Wasserfläche, ist er älter, so wird diese mehr und mehr zugefüllt und wird der Lido zerstört, so ist auch das Marschland, das sich aus der Lagune gebildet hat, dem Untergang geweiht, die beiden Bildungen gehören eben zusammen.

Die Zeit ihres Auftretens hängt von der an der Küste vorhandenen Schuttmenge ab. Ist dieselbe groß, so werden sich in einem sehr frühen Stadium bereits rings von Anschwemmungen umschlossene Wasserflächen bilden, ist sie gering, dann erst zu der Zeit, wenn die Brandungstätigkeit selbst so viel Schutt erzeugt hat, als erforderlich ist.

Entwicklungsstadien der Lidi.

Die Entwicklung einer von Lidi und Lagunen umsäumten Flachlandsküste verläuft in folgender Weise etwa: Mit der Zeit wird der Meeresboden vor dem äußersten Strandwall von den Wellen so weit vertieft, daß sie denselben wieder anzugreifen beginnen. Die seeseitige Böschung des Strandwalles wird dann eine Abtragungsfläche, ein Kliff, was sich in den Profilen oft deutlich zu erkennen gibt. Das Material wird seitwärts oder nach der Tiefe hin fortgeführt. Handelt es sich um Sand, so unterstützt die Mitwirkung auflandigen Windes die Abtragung sehr, da aus den von den Wellen gerissenen Wundflächen der Sand rasch weiter geführt wird. Es kommt vielfach erst in diesem Stadium der Entwicklung zu umfangreicherer Dünenbildung.

Durch die Einwirkung von Wind, Strömungen und Wellen wälzt sich vielfach umgelagert der innerste älteste Strandwall rückwärts. Ein gutes Kennzeichen, wie weit diese Entwicklung gediehen ist, ist darin zu sehen, ob in der seeseitigen Böschung dieses rückwärts verschobenen Walles eine Torf- oder Schlickbank auftritt. Sie zeigt an, daß nunmehr die See das Ufer so weit verzehrt hat, daß sie jetzt die frühere Lagune

[1]) A. Philippson schlug seinerzeit vor, den Ausdruck „Lagune" auf Strandseen zu beschränken, die an oder in einem Delta vorkommen, zu deren Bildung das Delta wesentlich mit beigetragen hat. Andere nennt er Haffe. Diese treffende Unterscheidung ist aber meines Wissens nicht in die Literatur übergegangen, so daß ich mich berechtigt fühle, die Ausdrücke nach anderen Gesichtspunkten zu fassen. — A. Philippson: Der Peloponnes. Berlin 1892. 511. Anm.

zu zerstören beginnt. Sowohl die Torf- wie die Schlickschichten erscheinen unter dem Wasserspiegel, weil sie durch das Gewicht des Strandwalles zusammengedrückt sind. In noch höherem Maße ist das der Fall, wenn die Dünenbildung stark ist, die großen Massen der Sandberge üben naturgemäß einen weit größeren Druck auf diese nachgiebige Schicht aus, als ein Strandwall.[1])

Nach dem Gesagten ist das Vorkommen solcher Uferbildungen unter dem Meeresspiegel durchaus kein Anzeichen für eine Senkung, sondern nur für ein bestimmtes Stadium in der Entwicklung der Küste.

Die Küste von Algarve.

Im Westen des kleinen Örtchens Fuzeta (im Osten von Faro) an der Küste von Algarve (portugiesische Karte 1 : 100 000 Blatt 37) stehen Kalke an, die von einem früheren Kliff abgeschnitten werden. Aus der mit Schutt verhüllten ehemaligen Brandungsplatte ragen noch die früheren Klippen eines quarzitischen Sandsteines auf. Sumpfige von Wasserarmen durchkreuzte Wiesen, Schlickniederungen mit Salicornia und Binsen und offene Wasserflächen bilden einen etwa 1,3 km breiten Streifen, der sich

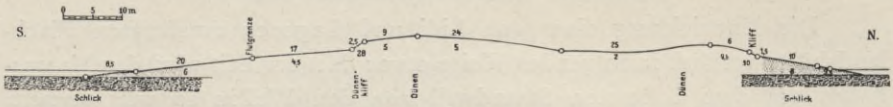


Abb. 11. — Querprofil über den Lido von Fuzeta in Algarve. Zahlen über der Profillinie bedeuten m, solche unter ihr Grade, die Kreise die gemessenen Punkte. — 1 : 1250.

an der Küste hinzieht und nur bei tiefster Ebbe stellenweise nahezu trocknen Fußes zu passieren ist. Gegen das Meer wird diese noch nicht völlig aufgefüllte ehemalige Lagune von einem Strandwall begrenzt, der relativ sehr wenig durch Dünenbildung verändert ist. Es gelang mir, an seiner Seeseite, bei Ebbe noch ein wenig unter Wasser liegend gepreßten Schlickboden in der Schorre aufzufinden. Im Profil sieht die Stelle folgendermaßen aus (Abb. 11).

Durch diesen Nachweis ist das Stadium der Küstenentwicklung dieser Stelle bestimmt, die Vorgänge sind die folgenden:

1. Das Meer schafft eine jugendliche Kliffazette mit unvollendeter schmaler Abrasionsplatte.

2. Da die Schorre aber zu flach eintaucht, um einen gleichmäßigen Angriff zu gestatten, wird ein freier Strandwall in geringer Entfernung vom Ufer aufgeworfen, der sich zum Lido umbildet.

---

[1]) Vgl. A. Jentzsch: Geologie der Dünen in Handb. d. D. Dünenbaues von A. Gerhardt. Berlin 1900. 98.

3. Die abgeschlossene Lagune wird vornehmlich durch Sand, aber auch feinen Schlick der Bäche mit Hülfe der Vegetation ein wenig aufgefüllt und der Lido unterdessen nach innen verschoben, so daß der zusammengepreßte Schlickboden wieder in der Schälung erscheint.

Die Küste der Picardie.

In mancher Beziehung ist die Entwicklung an der Küste der Picardie etwas anders und weiter vorgeschritten. (Carte géologique detaillée de la France 1 : 80 000 Blatt 6.) Nördlich Abbeville stößt der Fuß des früheren Kliff an eine bis 8 km breite Ebene, welcher sich seewärts ein Dünengürtel anschließt. Der Untergrund dieser Ebene besteht aus leicht tonigen Sanden mit Cardium edule. Darüber liegen Torfe, Schlick u. a. m.; am inneren Rande alte Strandwälle, wie schon erwähnt, bis 12 m über Mittelwasser. Das Gesamtprofil sieht folgendermaßen aus (Abb. 12).

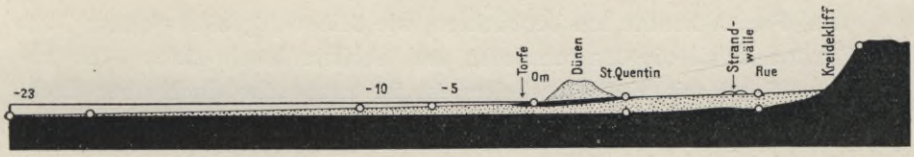


Abb. 12. — Profil der Küste der Picardie nach den französischen Karten 1 : 80000, Thoulets Atlas lithologique und der Literatur. — 1 : 330000 und 1 : 17000.

Da überall am Strande bei Ebbe Torfe austreten, die bei Camiers sogar ausgebeutet wurden, scheint die Entwicklung dieser Küstenstrecke die folgende gewesen zu sein:

1. Das reife Kliff mit seinem Vorstrand wird ausgebildet.

2. Eine geringe Hebung, die auch im Sommetal und anderen Stellen durch das Vorkommen von Kalktuffen mitten im Tal über dem jetzigen Flußspiegel nachgewiesen ist (ich sah sie bei Longpré, sie werden dort von grauem Ton mit Süßwasserschnecken überdeckt, vgl. Demangeon[1])), führt zur Ablagerung von Strandwällen auf der allmählich auftauchenden Abrasionsplatte, denen sich Sande mit marinen Resten anschließen.

3. Auf dieser Schorre werden freie Strandwälle aufgeworfen, die sich als Lidi durch Dünenbildungen stark verbreitern und umgestaltet werden. Die abgeschnürten Lagunen werden durch Bäche, Sand und Torfbildung vollständig aufgefüllt, was in Algarve noch nicht der Fall ist.

---

[1]) A. Demangeon: La Picardie. 1905. 119 und E. Coquidé: Les formations récentes de la vallée de la Somme. Mém. pres. à la faculté des sciences de Paris. Paris, Bonvalot-Jouve. 1907.

4. Die Brandung und Strömung hat den Meeresboden so weit vertieft, daß sie nunmehr die Strandwälle wieder angreift und sie mit Hülfe des Windes zurückschiebt. Sie hat jetzt den Boden der früheren Lagune erreicht und zerstört ihn.

Es ist möglich, daß in diesem Beispiel auch eine geringe, langsame Senkung des Landes mitgewirkt hat, von der stellenweise Anzeichen vorliegen. Den völligen Ausgleich der Küste hindern hier die starken Ebbe- und Flutströme, welche die Ästuare offen halten.

Endstadium.

Eine völlige Zerstörung der Lidi, solange hinter ihnen noch Marschboden liegt, kommt nicht vor; sind sie dünenbesetzt, so verbietet sie sich von selbst, da die Dünen immer weiter nach innen mit dem ursprünglichen Wall wandern. Aber auch sonst wird er immer neu aufgebaut und erhalten.

Bei Fuzeta konnte ich beobachten, wie selbst gegenüber einem Tief ein Flutstrandwall die Marschwiesen und Schlickflächen säumte. Er besteht aus Sand mit viel Muschelresten, ist zwar sehr flach aber doch deutlich wallförmig gestaltet. Mit Beziehung auf die Marschbildungen in der Lagune wäre es als echter „Uferstrandwall" zu bezeichnen.

Das Ende ist die völlige Zerstörung von Wall und Marsch, das Meer greift wieder das Ufer des Altlandes selbst an und verjüngt und vergrößert die Kliffazetten zu echten Kliffen.

Die Lagune.

Literatur.

Ansted, D. F., The lagoons and marshes of certain parts of the Mediterranean. Min. Proc. Inst. Civ. Erg. 28. 1869. 287. 323.
Bertolini, G. Lod., Lagune dolce e lagune salate. Riv. G. Ital. 3. 1896. 435.
Rühl, A., Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen. Ver. Inst. f. Meereskde. 8. Berlin 1906.

Verlandung.

Bugow, K. in Mitt. Fisch. Ver. f. d. Prov. Brandenburg. N. F. II. 3—4. 1909.
Deuerling, O., Die Pflanzenbarren der afrikanischen Flüsse mit Ber. der wichtigsten pflanzl. Verlandungserscheinungen. Münch. G. Stud. 24. 1909.
Forchhammer, Über die Entstehung und Veränderung der Marschen. Falcks Neues staatsbürg. Magazin I.
Gruner, H., Die Marschländereien im deutschen Nordseegebiet einst und jetzt. Berlin 1903 (Rede).
Hagen, G., Über die Flut- und Bodenverhältnisse des preußischen Jadegebietes. Monatsber. k. preuß. Ak. d. Wiss. 1856. 339.
Harshberger, J. W. in Proc. Ac. Sc. Philadelphia. August 1909, ref. in Nature 82. 1909. 43.
Hübbe, Über die Eigenschaften und das Verhalten des Schlicks. Zeitschr. f. Bauwesen 10. 1860. 491—519.

Potonié, H., Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. I. Die Sapropelite. Abh. Kgl. Preuß. Geol. L. A. N. F. 55. 1908.
Ramann, E., Einteilung und Benennung der Schlammablagerungen. Z. D. Geol. Ges. 58. 1906. Briefl. Mitt. 174—84.
Schucht, F., Das Wasser und seine Sedimente im Flutgebiet der Elbe. Jahrb. kgl. preuß. geol. L. A. XXV. 1904 (1905) 431.
—, Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Zeitschr. f. Naturwiss. 1903. Auch Diss. Rostock (Halle a. S.) 1903.
Seyfert, F., Das Wasser im Flutgebiet der Weser. Abh. naturwiss. Ver. Bremen 13. 1894. 1—56. Auch Diss. Rostock 1893.
Shaler, N. S., Preliminary report on sea coast swamps of eastern United States. U. S. Geol. S. 6. Ann. Rep. 1885. 353—398.
Skertchly, The geology of the Fenlands. Mem. Geol. Surv. of Great Britain. 1877.
Warming, E., Bidrag til vadernes, sandenes og marskens naturhistorie. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. 7. Raekke. Naturvid. og mat. Afdel. II. 1. Köbenhavn 1904.

Als „Lagune" bezeichne ich ein Wasserbecken an einer Küste, das rings von litoralen Anschwemmungen umgeben ist. Unter „Haff" verstehe ich eine durch einen Haken oder eine Hakennehrung abgeschnürte Bucht, also eine Form der heranreifenden gesunkenen Küste.

In ihrer Anlage ist eine Lagune eine offene Wasserfläche in einem sehr flachen Becken, das im allgemeinen in der Nähe des Strandwalles tiefer sein wird, als zum Urufer hin. Das kann man an den sekundären Lagunen oder „Strandseen", die sich nach jedem Sturm auf der Strandböschung bilden, sehr gut beobachten.

Da die Entwicklung im Fall eines Haffes wie einer Lagune annähernd gleich verläuft, mögen hier Beispiele aus beiden Formengruppen Platz finden.

Ist die abgeschlossene Wasserfläche nicht zu klein und flach, so verändert sie ihr Becken durch marine Vorgänge, wenn dieselben auch nur gering sind und bald durch Pflanzenwuchs, Zuschüttung durch Bäche und den von dem Strandwall her hinein gewehten Sand lahm gelegt werden. Es kommt in der Lagune zur Marschenbildung,[1]) die, je nachdem dieselbe mehr süßes oder mehr salziges Wasser enthält, verschieden verlaufen kann. Ihr Resultat ist jedoch in allen Fällen eine Verkleinerung, schließlich ein Verschwinden der offenen Wasserfläche. Die Stadien dieses Vorganges bieten einen guten Anhalt, das relative Alter der Küste abzuschätzen.

Der Bankel-Damm an der Ostküste von Schleswig-Holstein am Kleinen Belt (Meßtischblatt 39 Grarup, 40 Aarö) ist ein in einer Urbucht des Ufers gelegenes, durch einen Strandwall abgesperrtes Haff. Der Strandwall ist an beiden Seiten an Kliffe angehängt und weist in der Mitte ein Tief auf. Die Geschiebemergelhöhen im Norden und Süden des Haffes sind von scharfen Kliffen angeschnitten, hier ist also die Urwanne durch marine Erosion der Wasserfläche verändert. Seitdem hat die Verlandung

[1]) Diese Bezeichnung gibt den englisch-amerikanischen Begriff marshes wieder. Im Deutschen werden als Marschen speziell solche Ablagerungen verstanden, die durch das Ausfallen von Kleinlebewesen beim Zusammentritt salzigen und süßen Wassers sich bilden.

Fortschritte gemacht, ein schmaler Vegetationsstreifen umzieht den Fuß der Kliffe, während an den Strandwall ausgedehnte Marschbildungen sich anschließen, welche die Wasserfläche vielleicht schon auf die Hälfte ihres ursprünglichen Umfanges eingeschnürt haben.

Völlig verwachsen ist das Haff bei Großenbrode (Meßtischblatt 367), dessen abschließender Strandwall sich ebenfalls an Kliffe anlegt. Bis auf einige kleine Teiche ist auch das Haff auf der dänischen Insel Helnäs verschwunden (Karte des Deutschen Reiches 14). Bereits erwähnt ist die Marschenbildung in den Lagunen an der portugiesischen Südküste und die völlige Verlandung der Landschaft Marquenterre in der Picardie, die hinter freien Strandwällen liegen.

Für den Ablauf der Verlandungsvorgänge ist das Vorhandensein von Öffnungen im Strandwall, von „Tiefs", von Wichtigkeit, besonders wenn starke Gezeiten an der Stelle vorkommen. Sie vermögen die Öffnungen sehr lange offen zu halten, auch wenn sonst schon ein Ausgleich erfolgt ist. An den Haffen der Ostsee bauen Strömungen, die der infolge der Winde wechselnde Wasserstand hervorruft, kleine Deltas in die Haffe hinein auf, P. Lehmann hat sie „rückläufig" genannt.[1])

Es können nun an einer Küste auch mehrere Strandwälle hintereinander auftreten, zwischen denen es dann zur Haff- und Marschenbildung kommt. Die kleinen Wälle im großen Jasmunder Bodden, die bereits besprochen wurden, sind ein Beispiel dieser Art, ein streifenweiser Wechsel von Marsch und Sand resp. Kies und Geröll tritt dann ein. Sinkt die Küste ganz langsam und der äußerste Wall wird infolgedessen höher aufgeworfen als es die hinteren sind, so können diese mehr oder minder in der Marschbildung verschwinden. Shaler[2]) beschreibt einen solchen Fall von der atlantischen Küste der Vereinigten Staaten, von den Ostseeküsten ist mir ähnliches von der Küste westlich von Zinnowitz bekannt.

Es scheint überhaupt, als wenn die Lagune eine Form wäre, die gegenwärtig sinkenden Küsten eigentümlich ist. Der Typus der Lagune sind die Lagunen der adriatischen Küste und der Ostküste der Vereinigten Staaten. Erstere ist im Sinken begriffen, wie Grund[3]) kürzlich wieder nachgewiesen hat, die letztere zeigt im nördlichen Teil wenigstens überall ertrunkene Täler,[4]) die auf langsame Senkung zurückgeführt werden.[5])

---

[1]) F. W. P. Lehmann: Die Gesetzmäßigkeit der Alluvialbildungen an den deutschen Ostseeküsten. Verh. 15. D. Geogr. Tag Danzig. Berlin 1905.

[2]) N. S. Shaler: Preliminary report on sea coast swamps of the eastern United States. 6. Ann. Rep. U. S. Geol. S. 1885. 381.

[3]) A. Grund: Die Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. G. Jahresber. a. Österr. VI. 1907. 1.

[4]) Geological Survey of New Jersey Atlas Sheet 33 und 36. 1 : 63 360.

[5]) R. Salisbury — W. Atwood: The interpretation of topographic maps. U. S. Geol. S. Prof. P. 60. 1908. 74. Erl. z. Tafel 153.

Mit anderen Worten: die Lagune ist eine Folgeform jeder schuttreichen flach geböschten Küste, möge sie durch Hebung oder Senkung entstanden sein.

Tritt nach Ausbildung der Lagunen und ihrer Vermarschung eine Hebung ein, so strömt das stagnierende Wasser ab, der Grundwasserspiegel senkt sich, die Marschen werden trocken gelegt.

Vorbauformen.

Die Strandwallebene.

I. Bildung und Kennzeichen.
II. Benennung.
III. Vorkommen und Entwicklung.
1. Die junge Strandwallebene von Großenbrode.
2. Die reife Strandwallebene von Cayeux.
3. Die alten Strandwallebenen von Rügen, Jütland, Schonen und Bornholm.

I. Bildung und Kennzeichen.

Es ist bereits dargestellt, daß die Strandwallebene eine Akkumulationsform ist, die sich da bildet, wo aus irgend einer Ursache eine Verzögerung in der Fortführung des Küstenschuttes eintritt. Eine solche Verzögerung kann z. B. dadurch bewirkt werden, daß die Küste eine Biegung zu einer Bucht beschreibt. Dann bildet sich, wie beschrieben, ein Spezialfall der Strandwallebene, den wir als Haken gesondert betrachten. Ein anderer Fall ist die Ablenkung des Küstenstromes vom Ufer durch die Strömung eines kräftigen Flusses oder ein vorspringendes Kap. Oder schließlich der Meeresgrund ist so flach resp. hebt sich noch ganz langsam, daß die Brandung nicht an das Ufer heran kann und einen freien Strandwall vor den anderen legt. Die ganze Form wird vor der Urküste vorgebaut. Dieser Punkt muß von Fall zu Fall untersucht werden.

Kennzeichen einer Strandwallebene sind also: ihre Zusammensetzung aus Küstenschutt, ihre Gestalt als ein Vorbau vor der Küste, ihre Form als eine Ebene im Großen, im einzelnen durch dem Ufer parallele Wälle und Rinnen gegliedert; die Lagerung ihres Stoffes, der von der Höhenlage der Rinnensohlen an gleichmäßig seewärts einfällt.

Dieses letztere Kennzeichen wird in der Regel sich nur dann beobachten lassen, wenn es sich um eine gehobene Strandwallebene handelt. Bezüglich des Merkmales „aufgebaut aus Küstenschutt" muß hier noch hervorgehoben werden, daß danach zwei Unterarten von Strandwallebenen

zu unterscheiden sind, nämlich einmal solche, deren Schutt von der Seite herbeigeführt wird und dann solche, deren Schutt hauptsächlich vom Meeresgrund stammt, deren Anlage also auf freie Strandwälle zurückgeht. Untersuchung des Schuttes wird in manchen Fällen Anhaltspunkte zur Entscheidung dieser Frage geben, morphologisch wichtiger ist die Feststellung, ob sich auf der Seite, von der die Versetzung kommt, Flächen und Formen finden, die als Ursprungsstelle des Schuttes in entsprechender Menge in Betracht kommen.

II. Benennung.

Die Strandwallebene ist das Gebilde, das Gilbert[1]) als „wave-built terrace" bezeichnet, eine Benennung, die zu sehr die Verhältnisse des Bonneville-See berücksichtigt, da die Form an einer vom Wasser bespülten Küste niemals als „Terrasse" auftreten kann, wenn nicht eine Hebung vorliegt. Bei der Wahl der Benennung als „Strandwallebene" vermeide ich zunächst Richters Namen „Strandebene" für die norwegische „Küstenplattform".[2]) Ich selbst habe ihn schon einmal in diesem Sinne gebraucht.[3]) Dann aber will ich vermeiden, daß man an die Ebene des Strandes, eines Strandes denkt und glaube daher Strandwallebene vorschlagen zu dürfen.

III. Vorkommen und Umbildung.

Nach dieser Darstellung ist jeder breite Strandwall und Vorstrand, der die Ablagerungen von mehr als einem Hoch- und Niederwasser aufweist, eine Strandwallebene im frühesten Jugendstadium; erkennbar freilich nur dann, wenn sie aus Geröllen besteht, da bei Sand der Wind bald die Formen verwischt und eine gleichmäßige Fläche schafft. Größere Strandwallebenen sind eine sehr häufige Form an Küsten, wenn man sie auch bisher selten richtig gedeutet hat.

Ihre Ausbildung und Entwicklung werden einige Beispiele am besten klar machen.

1. Die junge Strandwallebene von Großenbrode auf Wagrien.

Die Nordspitze der Halbinsel Wagrien (Meßtischblatt 367 Großenbrode. D. Seekarte. 31 Fehmarn-Sund 1 : 50 000), die sich Fehmarn entgegenstreckt, besteht aus dem im Maximum 9 m hohen Diluvialbuckel von Großenbrode, der nur durch einen ganz schmalen, niedrigen Isthmus mit

---

[1]) Lake Bonneville. U. S. Geol. Survey. Mon. I. 1890. S. 55/56.

[2]) E. Richter: Die norwegische Strandebene und ihre Entstehung. Globus 69. 1896. 313.

[3]) G. Braun: Über ein Stück einer Strandebene in Island. Schr. Phys. ökonom. Ges. Königsberg 47. 1906. 1.

dem Hauptkörper der Halbinsel zusammenhängt. Der Diluvialbuckel ist von niedrigen Kliffen umgeben, die das Material zum Bau von Haken und Nehrungen geliefert haben. Durch dieselben sind mehrere Buchten, die in den Buckel eingriffen, teilweis oder ganz vom Meere abgeschnürt worden. An der Ostküste sind zwei dieser früheren Buchten vollständig durch Pflanzenwuchs vornehmlich verlandet, an der Westseite sind diese Vorgänge noch nicht so weit vorgeschritten. Ob der Stoff, der die einzelnen Haken und Nehrungen aufbaut, ganz von den Kliffen der Halbinsel stammt, muß bezweifelt werden, da dieselben einerseits zu niedrig (bis 4,5 m hoch), andererseits als nicht ausgedehnt genug erscheinen, um so viel hergeben zu können; ein Teil stammt wohl sicher vom Meeresgrund, worauf auch das Auftreten eines freien Strandwalles vor Großenbrode hindeutet.

Die größte der teilweis abgeschnürten Buchten ist der Binnen-See südlich von Großenbrode, ein kleines Haff von 3000:750 m Ausdehnung. Als Abschluß finden wir an der Ostseite von Norden her sich vorschiebend einen doppelten 1,5 km langen Strandwall, von Süden her einen einfachen, einen Haken, der 500 m lang ist. Nach innen schließen sich namentlich im Norden pflanzliche Neulandbildungen an. Das Tief, das die Einfahrt in den Binnen-See bildet, ist 0,5 m tief, die 2 m-Linie liegt etwa 500 m vom Lande entfernt. Die Wälle bestehen aus Sand, Kies und Steinen, der innere ist bis 1,5 m hoch.

Diese beiden Wälle mit dem kleinen Ansatz eines dritten zwischen ihnen sind das Embryonalstadium einer Strandwallebene, wobei als Ursache des Transportaufenthaltes die breite Buchtmündung angesehen werden kann. Noch steht in den Rinnen Wasser, aber sie werden ausgefüllt werden und dann wird eine ganze junge Strandwallebene da sein. Weiter dauernde Wellenwirkung wird die Einfahrt in den See verschließen, vielleicht ist dazu noch ein dritter Wall notwendig. Dann wird der See verlanden und wir haben ein Moor, das seewärts durch eine schmale Strandwallebene abgeschlossen ist, die hier funktionell einer Nehrung gleich kommt.

2. Die reife Strandwallebene von Cayeux.

Das Kreidekliff der Picardie beschreibt an der Mündung der Somme einen nach Westen offenen Bogen, um erst wieder südlich Boulogne an das Meer zu treten. Das jetzige Ufer macht bei Ault eine kleine Biegung nach Norden und zieht dann nahezu gerade bis zu der Stelle weiter, an der das Kliff wieder in die Uferlinie tritt. Etwa 65 km lang ist diese Ausfüllung des Kliffbogens. Sie besteht nördlich der Sommemündung in ihren äußeren Teilen aus Sand und Dünen, innen treten bei Crotoy, Rue und Conchil-le-Temple, Waben Schotterablagerungen in Wallform bis über

11 m über Mittelwasser hoch auf, die auch nördlich der Canche in Spuren vorhanden sind. Südlich der Sommemündung dagegen liegen außer den alten Wällen bei Sallenelle auch heute auf leicht tonigen Sanden mit marinen Muscheln, die bei Ebbe frei werden, ungeheure Mengen Feuersteingeröll, wallförmig gegliedert, als eine wellige Ebene da. Einige Profile zeigen diesen Zustand (Abb. 13).

Für die Längserstreckung ist die fächerförmige Anordnung kennzeichnend, wie sie besonders gut bei Onival am südlichen Anfang der Wälle zu sehen ist. Ganz deutlich zeigen die älteren Richtungen darauf hin, daß zur Zeit ihrer Bildung das Kreidekliff weiter draußen gelegen hat, als es jetzt liegt. Die Wälle sind fast unbewachsen, die Feuersteine verwittern nur sehr wenig, nur die der älteren Wälle zeigen Flechtenansatz. In den Senken zwischen den Wällen, wo sich herbeigewehter Sand sammelt, gedeiht ein wenig Gras, auch dürftige Felder, auf den Rollsteinen selbst nur hier und da ein Busch Stranddorn (Hippophaë

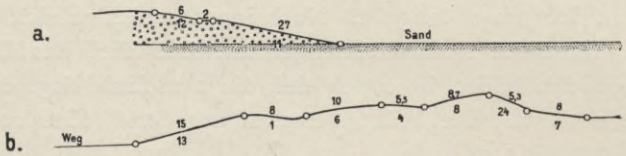


Abb. 13. — Profile von der Strandwallebene von Cayeux; franz. Kanalküste; a. seeseitiger Rand bei Ebbe mit Flutmarke; b. Querprofil bei Onival, r. der Meeresspiegel bei Flut. Material: Feuerstein Zahlen über der Profillinie bedeuten m, unter ihr Grade. — 1 : 1000.

rhamnoides). Organismenreste sind zwischen den Steinen nicht zu finden, sie werden, soweit nicht gleich zerrieben, von Regen und Grundwasser aufgelöst, das man bei Ebbe in reichlicher Menge der Wallebene entströmen sehen kann. Während der Ebbe fliegt dann auch in erheblicher Menge Sand nach dem Lande zu; er bildet hier und da kleine Dünen und ermöglicht das Aufkommen etwas höherer Vegetation, so eines Kiefernwaldes bei Cayeux, der den überaus einförmigen landschaftlichen Eindruck dieser Eisenbahndämmen gleichenden Wallebene ein wenig mildert.

Nach dieser Darstellung ist nicht daran zu zweifeln, daß das dreieckige Gebiet von Cayeux eine echte Strandwallebene ist. Von einem geringen Zusammenfallen abgesehen, sieht der innerste Wall ebenso aus wie der äußere, an dem die See brandet, der sich dauernd verschiebt und umgestaltet. Demangeon[1]) bringt einige Berichte und weitere Literatur darüber, ebenfalls Girard[2]) Abbildungen. Statt der zwei und drei Wälle von Großenbrode liegen hier 10 und mehr hintereinander, deren

[1]) A. Demangeon: La Picardie (Thése). Paris 1905. 166.
[2]) J. Girard: Les falaises de la Manche. Paris 1907. 121 f.

Gesamtheit bei einer Länge von 15 km und einer Breite von etwa 2 km ohne und 5 km mit dem Marschland dahinter eine auffallende Form dieser Küste darstellt. Die Funktion dieser Strandwallebene ist der Ausgleich und da ihr Hauptteil vollständig in den schwachen Bogen der Küste hineinfällt, dürfen wir sie als im Reifestadium befindlich bezeichnen. Ihr weiteres Wachstum und den Anschluß nach Norden hindern die Gezeitenströme im Eingang des Ästuar der Somme. Wie bei Ebbe gelegentlich in der Schorre erscheinende, gepreßte Torfe beweisen, wird das Ufer jetzt hier von der Brandung landwärts verschoben.

3. Frühere Strandwallebenen.

Die Strandwallebene kann auf verschiedene Weise zum Altern kommen. Sie kann bei fortschreitender Vertiefung des Meeresbodens wieder von der zerstörenden Kraft der Brandung erreicht und abgetragen werden; sie kann weiter durch Hebung aus dem Bereich des Ufers kommen und so „fossil" werden, oder sie kann schließlich bei Sandanschwemmung infolge der Einwirkung des Windes und der Vegetation einen so veränderten Charakter erhalten, daß man sie als eine „durch Windwirkung umgestaltete," frühere Strandwallebene beschreiben muß.

Im ersteren Fall ist der Außenrand des äußersten Walles so steil, daß von ihm ein Fortschaffen des Materials stattfindet. Sind alle aus Geröll bestehenden Wälle bis auf den innersten zerstört und liegt hinter diesem eine vertorfte Senke, so erscheint bei weiterem Zurückweichen des Ufers in der Schorre gepreßter Torf oder Schlick. Besteht die Strandwallebene aus Sand, so verlaufen die Vorgänge anders, da der Wind dann eine erhebliche Rolle spielt; die nähere Entwicklung dieser Vorgänge ist bereits in dem Abschnitt über den freien Strandwall gegeben.

Als eine durch Hebung aus dem Bereich des Ufers gekommene frühere Strandwallebene kann man das südöstliche Bornholm beschreiben.[1]) Auf einer Schwelle aus rotem Sandstein liegen südlich von Nexö mehrere aus Scherben dieses Sandsteines aufgebaute Wälle hintereinander, etwa 4 m über dem jetzigen Spiegel der Ostsee. Sie ziehen sich in verschiedener Ausbildung und z. T. durch Flugsandbildungen verändert und verdeckt bis westlich von Due Odde hin auf eine Strecke von etwa 7 km, bei einer Breite von 1 bis 2 km. Die Form der Oberfläche ist besonders auf der Strecke zwischen Nexö und Balken durchaus wellig.

Ganz ähnlich gestaltet ist das südliche Schonen, westlich von

---

[1]) G. Braun: Über die Morphologie von Bornholm. XI. J. Ber. G. Ges. Greifswald 1909. 172 f.

Trelleborg bis gegen Falsterbo hin.[1]) Die Wälle bestehen hier aus Feuersteingeröllen mit einigen kristallinen Geschieben. Stellenweise verlaufen sie in ganz flachwellige, geröllbestreute Felder. Hinter der Wallebene

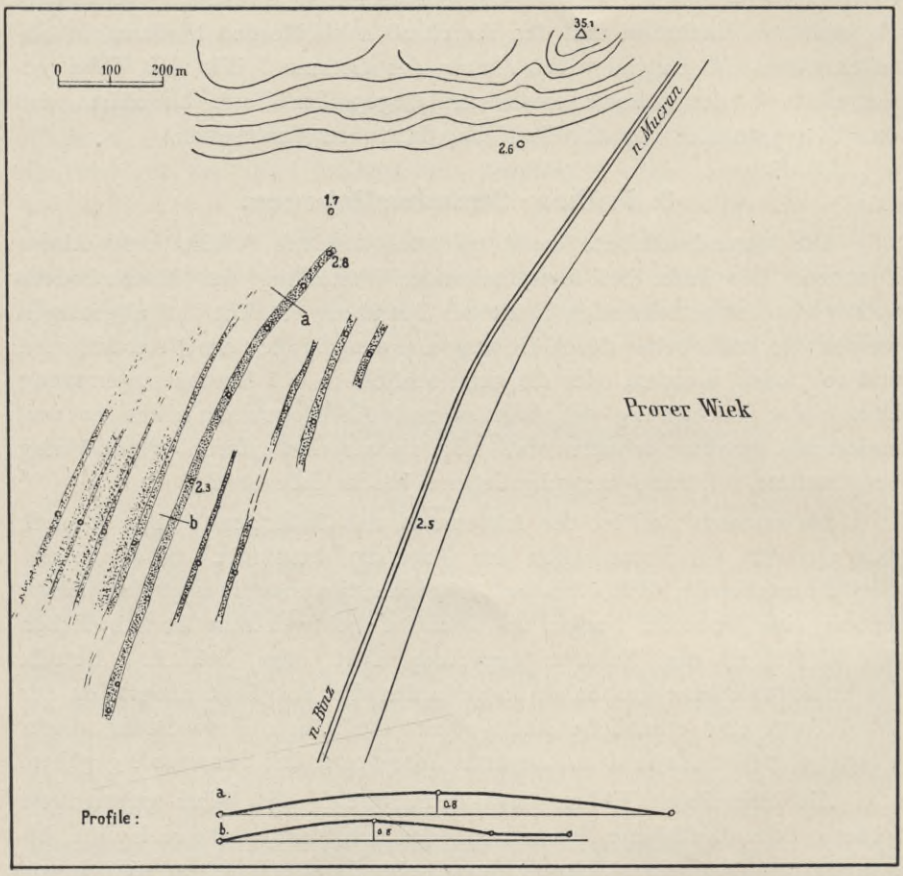


Abb. 14. — Karte und Profile der Geröllstrandwälle an der Wurzel der Schmalen Heide auf Rügen nach eigener tachymetrischer Aufnahme. Die Wälle sind so weit sichtbar punktiert, zwischen ihnen Waldstreifen. Am oberen Kartenrand das gealterte Kliff des Inselkernes Jasmund mit dem trigonometrischen Punkt 35.1, an den die Aufnahme angeschlossen. Ein Kreis bezeichnet die gemessenen Punkte, die daneben stehende Zahl ist die Höhe des Punktes in m. — 1 : 14300; Profile 1 : 270.

liegen meist sumpfige, vertorfte Senken; das Gefäll der kleinen Bäche, die aus ihnen zur Küste eilen, bezeugt die junge Hebung, die auch aus dem Aussehen des Landes und den Profilen hervorgeht.

---

[1]) Vgl. E. Erdmann: Bidrag till frågan om Skånes nivåförändringar. Geol. För. Forh. 1. 1872—74. 93. Dazu Kartenblatt Schweden 1 : 100000. 1. 2. 3.

Die Schabe und die Schmale Heide auf Rügen[1]) bieten Beispiele fast ganz oder teilweis von Sand bedeckter Geröllstrandwallebenen (Taf. IV). Auf der Schabe ist kaum noch etwas von den Geröllwällen zu sehen, auf der Schmalen Heide sind sie noch etwa 2 km lang unbedeckt, um dann unter Dünen zu verschwinden (Abb. 14). In beiden Fällen ist in jüngerer Zeit statt der Feuersteingerölle Sand angeschwemmt worden, der naturgemäß vom Winde umgelagert und verteilt wird.

Das südbaltische Gebiet der Senkungsküste scheint diese Form der Ablagerung besonders zu begünstigen. Aus Dänemark weise ich auf die Halbinsel Fedet vor dem Praestö-Fjord und das Vorland nördlich Magleby hin, weiter zeigt die Jamerlands Bugt und am besten die Bildung bei Nykjöbing die charakteristische fächerförmige Anordnung von Wällen, zwischen denen feuchte Senken liegen.[2])

Besteht eine Strandwallebene von vornherein aus Sand, so ist die Umgestaltung durch den Wind meist so groß, daß der ihr eigentümliche Charakter vollständig verwischt wird.

Der Deltavorbau.

Sobald ein Fluß die schützende Lagune oder das Haff im Fall der gebuchteten Küste verschüttet hat, tritt er mit dem offenen Meere in Wechselbeziehung. Er möge hier eine dreieckige Grundform geschaffen haben. Mit fortschreitender Meerestätigkeit beginnen dann Wellen und Strom die Schuttverteilung längs der Küste. Ein Anzeichen, daß dieser Vorgang eingeleitet ist, erblicke ich in dem Anhängen von Haken an die Deltaarme. Dieses Stadium mit seinem scharf charakterisierten Merkmal scheint mir bis jetzt nicht hervorgehoben worden zu sein, ich meine es aber mit Recht hier einreihen zu müssen. Der Typus ist das Ebrodelta. (Seekarten: Costa oriental de España. Hoja XII und XIII. 1 : 97 500.)

Bei Amposta, ungefähr 11 km unterhalb Tortosa tritt der Ebro aus dem Bergland hinaus. Bis hierher fließt er in verkitteten Konglomeraten um etwa 10 bis 15 m eingesenkt. Bei Ampolla, ein wenig weiter nördlich, ist in diese Konglomerate ein Kliff eingeschnitten, das sich als früheres Kliff, ein wenig verwaschen und mit Vegetation bedeckt, weit nach S. hin verfolgen läßt. In seinem Delta teilt der Ebro sich jetzt nicht, sondern

---

[1]) Vgl. J. J. Grümbke: Neue und genaue geographisch-statistisch-historische Darstellung von der Insel und dem Fürstenthume Rügen. I. Berlin 1819. 58. — E. Boll: Geognosie der deutschen Ostseeländer. Neubrandenburg 1846. 57. — M. Scholz: Über die Aufnahmen auf der Insel Rügen. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L. A. f. 1889. Berlin 1892. XCIII. — R. Credner: Rügen. Forsch. z. d. L. u. Vlkskde. VII. 5. 1893.

[2]) Vgl. die Karten in V. Milthers: Beskrivelse til geologisk Kort over Danmark. Kortbl. Faxe og Stevns Klint. D. geol. U. I. 11. 1908. — Kortbladet Bogense. Ebenda I. 7. 1900. — K. Rördam — V. Milthers: Kortbladet Kalundborg. Ebenda I. 8.

fließt in nur mäßiger Windung der Spitze, dem Cabo Tortosa, zu. Etwa 5 km von der Spitze, von einer künstlich geschaffenen südlichen Mündung aus beginnt der sandige Hakenbau, der, in Form eines Strandwalles, gekrümmt 26 km hinzieht, an seiner Spitze durch Schwemmlandabsatz vergrößert. Ein ähnlicher kleinerer Haken hängt sich nach Norden hin an und erreicht 13 km Länge. In beiden Fällen liegt hinter einem bis 250 m breiten Sandwall vegetatives, sumpfiges Schwemmland mit vielen z. T. wohl durch Sacken entstandenen rundlichen Seen, das in der Nähe der Hauptmündung ohne Schutz durch einen Strandwall in das Meer überzugehen scheint. Die Bodenbeschaffenheit in der Nähe der Mündung und rings um das Delta ist teils sandig (vorherrschend), teils schlammig. Ob nicht der Haken z. T. ein echter freier Strandwall ist, will ich hier nicht näher untersuchen, es scheint mir dagegen zu sprechen, daß er nicht geschlossen das ganze Delta umzieht und nach Norden und Süden hin Anlehnung an das Ufer gefunden hat, da die Tiefen auch dort nur gering sind.

Aber auch in diesem Fall liegt ein Anzeichen dafür vor, daß die marinen Kräfte beginnen auf das Delta umgestaltend einzuwirken, es ist eben so weit dem Schutz des Landes entwachsen, daß seine ungestörte Jugend nun vorbei ist.

Ein wenig weiter vorgeschritten ist die marine Tätigkeit bei dem Delta des Kyzyl Yrmak im nördlichen Kleinasien (Engl. Seekarte 2237. Black Sea sh. VIII. 1:430 000; R. Kiepert: Karte von Kleinasien. A IV. Sinob 1:400 000). Hier sind östlich und westlich die Haken oder Strandwälle mit dem Vorstrand des Ufers verwachsen. Zwei Lagunen werden von ihnen eingeschlossen, von denen das westliche durch kleine Bäche vom Hauptland her nahezu aufgefüllt ist, während das östliche noch durch ein Tief mit dem Schwarzen Meere in Verbindung steht.

Für das Stadium der völligen Zurundung, aber doch noch ziemlich weit vorspringend, möchte ich als Typus das Delta des Llobregat an der spanischen Küste unmittelbar südlich von Barcelona anführen (Seekarte: Costa oriental de España. Hoja XIV. 1:97 500). Die in diesem Stadium zu erwartende Form gibt dieses Delta gut wieder; mir schien es bei einem allerdings flüchtigen Besuch, als ob die (kulturell stark veränderte) Deltafläche an ihrem Rande um 1 bis 2 m über dem Wasserspiegel läge. Das zu erwartende Kliff ist unter einem steilen sandigen Vorstrand und zum Land hinüber gewehten Sand verborgen. Das deutet entweder auf eine Hebung des Ufers, die in der Tat an anderen Stellen unfern nachgewiesen ist, oder das Delta ist sehr erheblich zurückgeschnitten, die äußeren flacheren Teile alle von der Brandung zerstört. Die Flußebene des Llobregat fällt nach der Carte de France 1:500 000 durch-

schnittlich um 2,4 ‰ im Unterlauf. Demnach wären etwa 1000 m Deltaland fortgeschnitten. Das Gefäll eines Deltas ist aber in den äußeren Teilen viel geringer als das der Flußebene, wie auch ein Blick auf die Höhenschichtenkarte des Nildelta lehrt, die in der französischen Ausgabe von Sueß' Antlitz der Erde (II. S. 735) veröffentlicht ist. Wir dürfen den Verlust daher zu 3 bis 4 km, vielleicht noch mehr, ansetzen. Der Meeresboden vor dem Delta böscht sich gleichmäßig mit 15 ‰ zu größeren Tiefen über 300 m ab. Da dem Llobregat nahezu all sein Wasser durch die Bewässerungsanlagen entzogen wird, ist er jetzt nicht mehr imstande, zum Deltabau beizutragen.

Ist das Meer von noch stärkerem Einfluß, so bilden schließlich die Deltas nur noch ganz flache rundliche Buckel in der Uferlinie, ihr Schutt geht in den allgemeinen Vorstrand über. Die Ostküste Italiens bei Ankona (Ufficio Idrografico. Adriatico-Italia. 1 : 100 000. Blatt 8. 9) bietet ebenso wie seine Westküste (Carta del regno d'Italia 1 : 100 000 Blatt 104 Pisa, 110 Senigallia) und die hinterpommersche Küste (Karte des Deutsch. Reiches 1 : 100 000 Blatt 66, Rügenwalde) Beispiele hierfür. Diese Buckel vermögen den Ausgleich nicht mehr zu stören und werden gleichmäßig mit dem anderen Ufer zurückgedrängt, die Reife ist dann erreicht.

Rückgangsform.

Kliffreihen- (Falaisen-) Küste.

Bei der Behandlung der Lidi ist schon des Stadiums gedacht, daß Lidi und die früheren Lagunen vom Meere schließlich weggeschnitten werden können. Nach ihrer Zerstörung wird das Flachland selbst angegriffen und es müssen längere Kliffreihen an der Küste entstehen, zuerst niedrig, dann allmählich mit dem weiteren Fortschritt der Brandung höher und höher werdend. Ihr Fuß wird nicht geradlinig verlaufen, sondern da eine Einbiegung landwärts zeigen, wo die Zerstörung rascher geht, sei es daß dort das Material weniger widerständig ist oder an Masse geringer wie in dem Fall eines Tales. Übertrifft in letzterem Fall das Meer den Fluß oder Bach an Erosionskraft, so wird seinem Tal das untere Stück geraubt, ein litorales Hängetal ist die Folge.

Die hier gegebene Beschreibung paßt Wort für Wort auf die aus Kreide bestehenden Küsten von Nordwest-Frankreich und Südengland. Allerdings liegen dort allerlei Bewegungen in der Vertikalen vor, Zeichen erheblicher Senkung sind vornehmlich auf englischer Seite nicht zu verkennen. Doch ist dieses Beispiel das Beste dieses Stadiums, das ich kenne und andererseits der Ausdruck „falaises" so allgemein verständlich, daß ich nicht anstehe, ihn als Benennung für diesen Typus vorzuschlagen.

Nähere Beschreibungen gibt Girard,[1]) an Karten kommen folgende in Betracht:

France 1 : 200 000. 8. Abbeville.

Survey Atlas of England and Wales. 1 : 126 000 ed. J. G. Bartholomew. Edinburgh 1903, Blatt 73, Brighton.

Folgeformen der gebuchteten Küste.

Längsbauformen:

Küstenhörner — Haken; Nehrung; Haff.

Vorbauformen:

Inselnehrung; Höftland; Buchtdelta.

Rückgangsform:

Ausgleichsküste.

An der gebuchteten Küste wird wie an der Flachlandsküste Schutt seitwärts verschoben. Zunächst gerät er rasch in die Tiefe und bildet die Meerhalde; sobald aber durch Brandungstätigkeit eine Bahn geschaffen ist, wird die Bewegung auf dieser erfolgen und früher oder später zum Auftauchen von Schuttablagerungen über dem Wasserspiegel führen. In der Richtung des vorherrschenden Windes hängen sich aus Schutt aufgebaute Vorsprünge an die Kliffe an, die allmählich so weit heranwachsen, daß sie die hinter ihnen gelegene Bucht nahezu oder ganz vom Meere abschließen. Es sind das die „Küstenhörner", die zu „Haken" und „Nehrungen" heranwachsen, während die abgeschnürte Bucht als „Haff" allmählich verlandet. Da eine solche Bucht ein ertrunkenes Tal ist, so mündet auch in sie in der Regel ein Fluß, der sein Delta dann in das Haff vorschiebt. Wir bezeichnen es als „Buchtdelta"; es ist eine so eng mit den Haffen verknüpfte Form, daß sie hier mit behandelt werden muß. Liegt vor dem Ufer des Hauptlandes der gesunkenen Küste eine Insel, so schließen sich auch an ihre Kliffe Haken an, die zum Hauptland hinwachsen. Es entsteht eine Form, die Gulliver als „Tombolo" bezeichnet hat, bei der zwei Schutthaken oder Nehrungen von dem Inselkörper ausgehend ein Haff einschließen.

Wenn infolge verschieden gerichteter Strömungen ein Haken wieder das Hauptland erreicht, oder sich zwei vereinigen, so kommt es zur Bildung eines „Höftlandes", das in den meisten Fällen anfangs ebenfalls eine Wasserfläche, eine Lagune in diesem Fall, einschließt. Gemeinsam ist allen diesen Formen, daß sie zeitlich erst in später Jugend auftreten, den Ausgleich vorbereitend, und daß sie zweitens räumlich immer mit Kliffen verbunden sind und daß drittens stofflich ihr Material wesentlich von der Seite herstammt.

[1]) A. Girard: Les falaises de la Manche. Paris 1907.

Längsbauformen.

Küstenhörner und Haken.

1. Bildung und Umformung.
2. Benennung.
3. Vorkommen.

1. Bildung und Umformung.

Ein Küstenhorn ist seiner Gestalt und Aufbau nach ein Strandwall, der mit einem Ende an einem Kliffufer befestigt ist. Der Küstenschutt, der es aufbaut, stammt wesentlich von der Zerstörung des Kliffufers her. Der Haken ist das heranwachsende Küstenhorn, er ist eine Folgeform der Kliffküste. Er wird dann aufgebaut, wenn die Küstenversetzung ihre Richtung bewahrt, während die Küste selbst umbiegt. Die schuttführende Strömung breitet sich, des Widerlagers im Ufer beraubt, aus, verliert an Transportkraft, der Schutt fällt zu Boden und die Wellen bauen ihn in der Form eines Strandwalles auf. Die Jugendstadien einer Strandwallebene und eines Hakens können einander ganz ähnlich sein. An einem Haken geht später aber der Transport immer rasch weiter, während an einer Strandwallebene dauernde Ablagerung stattfindet.

Nehmen wir als Ausgangsform einen diluvialen Inselkern, dessen Urküste einen Bogen beschreibt, dem die Küstenversetzung nicht zu folgen vermag. Sowie alsdann an der dem Meer zugekehrten Seite die Wellenerosion einsetzt, beginnt auch die Bildung eines Hakens, der ungefähr in der Richtung, in der die Küstenversetzung kommt, leicht nach innen gebogen weiter wächst. Je mehr sein freies Ende ins Meer hinaustritt, desto stärker wirken auch von anderen Seiten als der Bildungsseite kommende Wellen und Strömungen auf ihn ein und hängen ihrerseits einen Haken zweiter Ordnung an den ersten an. Die Folge ist eine Verdickung des Endes. Gleichzeitig wird die Wurzel des Hakens schmäler, da mit dem Zurückweichen des Altlandes, an das er angeheftet ist, auch der Haken selbst von der Brandung ergriffen zurückweichen muß. Es kann zur völligen Lostrennung des Hakenendes kommen, wenn auch bald wieder neu herbeigeführter Schutt die Öffnung schließen wird. Sind die von der Bildungsströmung abweichenden Versetzungen an der Spitze stark, so können sie den Haken so weit umbiegen, daß er dem Altland wieder zustrebt und die Gestalt einer „Hakenschlinge“ annimmt. Nähert sich bei geradem Weiterwachsen der Haken wieder dem Altland, so geht er in eine „Nehrung“ über. Ist Sand an seinem Aufbau beteiligt, so ist der Haken gewöhnlich Sitz der Dünenbildung, während er an seiner Innenseite oft durch pflanzliche Verlandungsvorgänge verbreitert wird.

2. Benennung.

Unser Wort „Haken“ entspricht dem englischen „spit“ und ist wie dieses rein beschreibend; erklärend könnte man etwa sagen „Küstenschutt-Zunge“. Ist das Ende keulenförmig verdickt, so spricht die englische Literatur von „hook“, das wir mit „Hakenverdickung“ beschreibend wiedergeben können; erklärend müßte man von Haken erster und zweiter Ordnung sprechen. Nähert der Haken zweiter Ordnung sich dem Hauptland, so haben wir ein „loop“ oder eine „Hakenschlinge“ vor uns.

3. Vorkommnisse.

1. Der Bessin von Hiddensö (Abb. 15).

Der Dornbusch, der nördlichste Teil der Insel Hiddensö an der Westseite von Rügen, besteht aus Geschiebemergel und Sanden. In welligen Kuppen aufragend erreicht dieser Inselkern im Baken-Berg eine Höhe von 72 m. Die Nordwestufer des Dornbusches sind dem freien Wellenschlag ausgesetzt und unterliegen starker Zerstörung durch Grundwasser und die immer wieder die abgeglittenen Massen fortschaffenden Wellen. Von den vorherrschenden Westwinden wird ein Teil der Zerstörungsprodukte nach Osten versetzt und hängt sich hier als ein 3 km langer Haken an, Alt-Bessin genannt. Derselbe ist ursprünglich in südöstlicher Richtung in die Libben genannte Bucht hineingewachsen, um dann nach und nach von Nordwinden in eine fast rein nord-südliche Richtung gedrängt zu werden. Entsprechend diesem starken Verschieben, das augenscheinlich noch zu keiner Stabilität geführt hat, ist am Bessin die Wurzel dick und breit, die Spitze dünn. An der Innenseite haben ziemlich starke pflanzliche Verlandungsvorgänge den Haken bereits um über das Doppelte verbreitert.

Nach alledem kann man den Bessin als einen relativ jungen Haken bezeichnen, der infolge seiner geschützten Lage noch lange in diesem Stadium verbleiben wird.

2. Der Ellenbogen auf Sylt.

An den Inselkern von Sylt, der im Roten Kliff zum Meer abbricht, hängen sich im Norden und Süden je ein Haken an. Die Außenküste des nördlichen verläuft in nordnordwestlicher Richtung bis zum Ostindienfahrer-Huk, wo sie zu dem sogenannten Ellenbogen in eine rein östliche Richtung umbiegt. Der Königshafen wird zwischen Listerland und dem Ellenbogen eingeschlossen. Nach Norden hin trennt das Lister Tief Sylt von Röm.

Der Ellenbogen (Taf. VII) ist somit ein Haken zweiter Ordnung, der an das Listerland, selber ein Haken, angehängt worden ist. Er zerfällt

seinerseits wieder in zwei Teile, die gegeneinander in der Längsrichtung auch schon wieder ein wenig verschoben sind. Der Königshafen ist durch die auch bei Flut trockene Sandbank Uthörn vom Wattenmeer geschieden. Er unterliegt starker Versandung durch Sandmassen, die der Westwind von den Dünen herüberjagt. In relativ kurzer Zeit wird er ganz verlandet

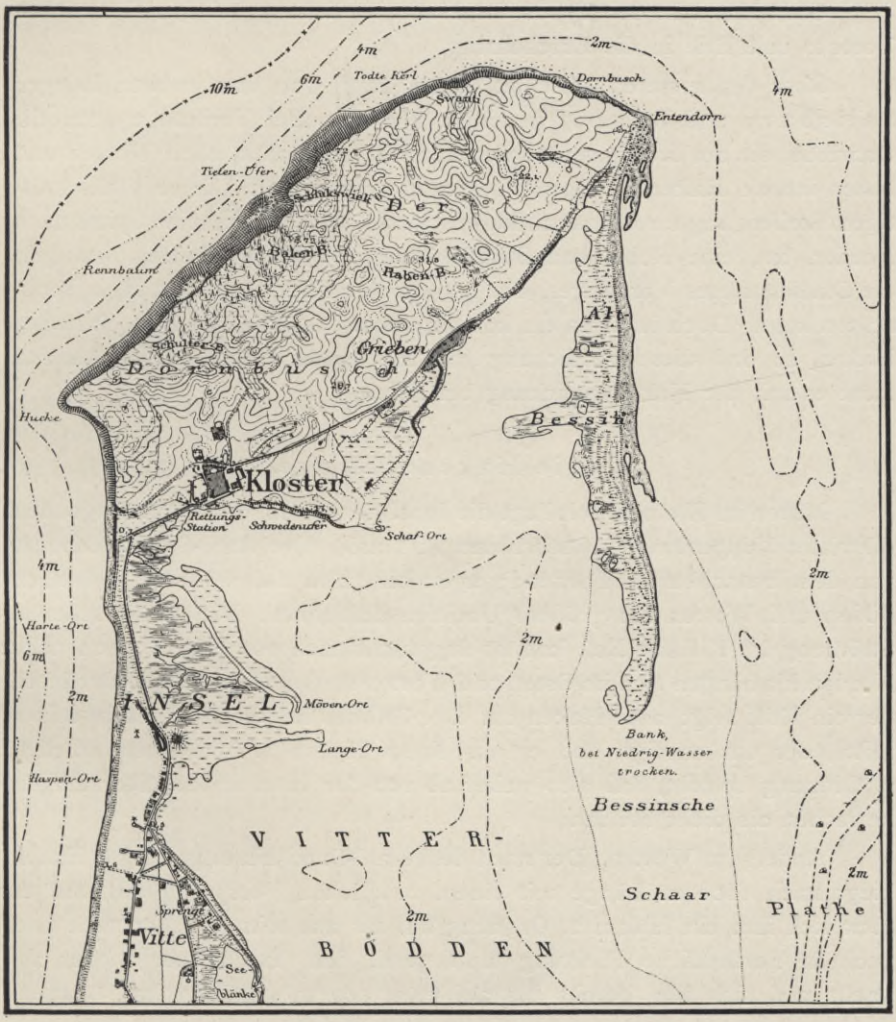


Abb. 15. — Haken Bessin von Hiddensö. Ausschnitt aus Meßtischblatt 211/257 Kloster mit Hinzufügung der Isobathen. — 1:41000 (rund).

sein, so wie es sein südlichster Teil bei List schon ist, den ein von Süden nach Norden wachsender Haken abgeschnürt hat. Dann wird die keulenförmige Verdickung besonders stark ausgeprägt sein. Listerland selbst

scheint nach den Angaben von Meyn[1]) einen diluvialen Kern zu besitzen, das würde die starke Verbreiterung dieser Stelle erklären.

3. Die Haken bei Toronto und Erie.
(Hakenverdickung.)

Ganz klar tritt der Typus der Hakenverdickung bei den Haken von Toronto und Erie in die Erscheinung.

Über den ersteren berichtet Gilbert,[2]) von dem zweiten bringen Salisbury und Atwood[3]) einige Notizen. Bei Toronto treiben die Ostwinde, die am kräftigsten wirken können, den Schutt nach Westen und bauen ihn als Haken an einen Vorsprung gelehnt auf. Die ebenfalls kräftigen Wellengang erzeugenden Südwestwinde aber biegen seine Spitze nach Norden um, eine Reihe von Strandwällen und Marschstreifen bezeugen die Stadien dieses Vorganges, den man auch an der Halbinsel Hela beobachten kann. Doch ist Hela ein komplizierteres Gebilde und kein einfacher Haken, so daß diese Verdickung hier nur erwähnt sein möge. Ähnlich steht es mit der Hakenverdickung bei Erie.

4. Die Hakenschlinge.

Mitten im Kleinen Belt liegt die Insel Aarö,[4]) ein bis 8 m aufragendes, diluviales Kuppenland (Meßtischblatt 40 Aarö). Der Aarö-Sund trennt sie von dem benachbarten Festland; er ist bis 22 m tief, während sich nach Süden und Westen hin größere Untiefen ausdehnen. Die vorherrschende Strömung im Kleinen Belt kommt augenscheinlich von Süden, denn nach Norden hin hängen sich im Osten und Westen an den Hauptkörper der Insel, der ein Kliff zeigt, zwei Haken an. Der östliche hat einen Knick in seiner Mitte, der uns anzeigt, daß er aus einem Haken 1. und einem solchen 2. Ordnung besteht, daß also weiter ab von der Insel andere Strömungen herrschen als dicht bei ihr.

Anders im Westen. Der nach dem Aarö-Sund hin angehängte Haken biegt nach 1600 m Länge mit einem rundlichen Vorsprung um und es setzt sich ihm ein Haken 2. Ordnung an, der aus rein östlicher nach und nach in nordöstliche Richtung umbiegend, dem Inselkörper wieder zustrebt und sich ihm bereits bis auf etwa 100 m genähert hat. Augen-

---

[1]) L. Meyn: Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. Abh. geol. Spezialk. von Preußen. I. 4. 1876. 662 f.

[2]) G. K. Gilbert: Lake Bonneville. U. S. Geol. S. Mon. I. 1890. 53.

[3]) R. Salisbury — W. Atwood: The interpretation of topographic maps. U. S. Geol. S. Prof. P. 60. 1908. Taf. 137. Text S. 70.

[4]) Vgl. G. Wegemann: Die Veränderung der Ostseeküste des Kreises Hadersleben. Pet. Mitt. 1907. 223.

scheinlich sind hier andere Strömungen und von NW kommender Wellenschlag so mächtig, daß der Haken nicht mehr in der ursprünglichen Richtung weiter zu wachsen vermag und sich zur „Hakenschlinge" umbiegt.

Das Innere des Hakens ist sowohl auf der West- wie Ostseite von Marschbildungen erfüllt, so daß nur ein schmaler Wasserarm zwischen ihnen und dem Lande bleibt. Wenn auch er sich gefüllt haben wird, dann wird die Hakenschlinge in die Form des Höftlandes übergegangen sein.

Die Nehrung.

1. Bildung und Umformung.
2. Benennung.
3. Vorkommen.

1. Bildung und Umformung.

Wenn ein zerschnittenes Land durch Senkung zu einer gebuchteten Küste geworden ist, dann werden die Vorsprünge alsbald von der Brandung angegriffen und nach kurzer Zeit beginnen Wellen und Strom den Schutt seitwärts zu verschieben. Zunächst hängen sich Küstenhörner an die Landvorsprünge an, sie wachsen weiter zu Haken. Erreicht ein solcher ganz oder nahezu den nächsten Landvorsprung und schnürt dadurch die Bucht ganz oder bis auf ein Tief ab, so ist aus dem Haken eine Nehrung geworden, die man genetisch als „Hakennehrung" bezeichnen müßte. Wie die Lagune dem Haff, so entspricht der Lido der Hakennehrung.

Die Funktion der Nehrung ist in allen Fällen der Ausgleich der Küste und zwar einmal mit Rücksicht auf den Transport und dann auf Erosion durch die Brandung. Wenn die Meereswellen in eine Bucht hineinrollen, so zersplittert sich ihre Kraft. Sie schütten sich daher von der Seite oder von vorne her selbst einen Wall auf, der ihre Wirkung an der Küste gleichmäßiger gestaltet. Mit dem allmählichen Vertiefen des Meeresgrundes nähert sich ihre zerstörende Tätigkeit den selbst aufgebauten Gebilden, die Brandung greift die Nehrungen wieder an und schiebt sie wie jedes andere Land nach innen.

Damit beginnt für die Nehrung eine Reihe charakteristischer Umbildungsformen, die mit denen des freien Strandwalles nahe zusammenfallen. Die Brandung schafft an der Außenseite der Nehrung ein Kliff. Der Wind erfaßt die feineren Teile des Küstenschuttes, die da entblößt werden und bläst sie landwärts. Die Haffe verlanden unter der Wirkung des Sandfluges stärker als bisher; der sich bildende Torf und die Sumpfwälder werden von Sand und Küstenschutt bedeckt und zusammengepreßt. Dünen bauen sich hoch auf und wandern landeinwärts oder ins Haff. Am Strande erscheint der zusammengepreßte Torf, oft noch mit aufrecht-

stehenden Baumstümpfen, in der Schälung. Im weiteren Verlauf wird die Nehrung völlig zerstört, ebenso das hinter ihr liegende Haff oder die Marsch und die Wellen greifen den Landkörper dahinter selbst an.

2. Benennung.

Diejenigen Formen, denen die Bezeichnung „Nehrung" im Sprachgebrauch der Bewohner beigelegt wird, sind bereits in der Zerstörung begriffen, geben aber immerhin die Kennzeichen noch wieder. In der englischen Literatur ist der Name „bay-bar" verbreitet, die weitere Einteilung vollzieht Gulliver nach der Lage.

3. Vorkommen.

An der Außenküste des Morbihan in der Nähe von Port Navalo (Blatt 103 der französischen geologischen Spezialkarte 1 : 80 000) ist das hinterste Ende der Bucht von Arzon durch zwei kleine Haken in folgender Weise abgeschnürt:

Sie bestehen aus eckigem Küstenschutt, sind etwa 75 cm über Flutniveau hoch und haben das normale Profil von Strandwällen. An der Innenseite hat sich etwas Pflanzenwuchs angesiedelt.

Es liegt hier also eine ganz junge Haken- und Nehrungbildung vor, das Tief wird vorläufig noch von dem Gezeitenstrom offen gehalten. An der Bucht von Trépassés im Departement Finistère (Blatt 72 Quimper der geologischen Spezialkarte) ist die Nehrung völlig geschlossen und sperrt das Haff ab. Sehr gut für dieses Stadium ist auch das Beispiel des Love Pool an der südenglischen Küste nordwestlich von Kap Lizard (Bartholomew's Survey Atlas of England and Wales. Edinburgh 1903. 1 : 126 000, Taf. 78), den ebenfalls eine an beiden Seiten an Kliffen angehängte Nehrung abschließt. Die Kliffe sind hier so weit zurückgeschnitten, daß das Ufer geradlinig verläuft, die Nehrung nicht in einer Bucht liegt.

Die Kurische Nehrung ist etwa in der Gegend von Cranz an das Diluvium angeheftet. Das Kliff der Nordküste des Samlandes taucht im Ort selbst unter aufgewehten Sanden unter. Einige Kilometer weiter östlich treten in der Schälung ausgedehnte Torfbänke auf, denen noch aufrechtstehende Baumstümpfe entragen. Der Vorstrand dahinter ist von wechselnder Breite, jedenfalls treten in der Vordüne überall Vegetationsschichten im Abbruch auf, so daß wir da also ein Kliff vor uns haben.

Das alles beweist, daß die Nehrung des Kurischen Haffes in das Stadium des Rückschritts eingetreten ist, daß sie landwärts verschoben wird. Sie zeigt zugleich, daß die marinen Kräfte hier so rasch gearbeitet haben, daß sie das Land zum Rückschritt zwingen, noch ehe das Haff auch nur annähernd in Marsch verwandelt ist, trotzdem ein so mächtiger Strom wie die Memel hineinmündet.

Das Haff und Buchtdelta.

Literatur.

Ackermann, C., Beiträge zur Physischen Geographie der Ostsee. Hamburg 1883. 52—73.
Anstedt, D. F., The lagoons and marshes of certain parts of the shores of the Mediterranean. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. 28. 1869. 287—323.
Berendt, G., Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869. (Schriften Phys. ökonom. Ges.).
Bertolini, G. Lod., Lagune dolce e lagune salate. Riv. G. Ital. 3. 1896. 435.
Braun, G., Das Frische Haff. Zeitschr. f. Gewässerkde. VII. 1906. 146.
Jentzsch, A., Das Weichseldelta. Schriften Phys. ökonom. Gesellsch. Königsberg 21. 1880.
Sokolow, N., Über die Entstehung der Limane Südrußlands. Mém. Com. géol. X. 4. 1895.
—, Beiträge zur Kenntnis der Limane Südrußlands. Verh. Russ. Mineral. Ges. 35. 1897. 1.
—, Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane Südrußlands. Verh. Russ. Min. Ges. 40. 1902. 35.

Die Verlandungsvorgänge an Haffen und Lagunen verlaufen, soweit wir wissen, gleich, Beispiele dieser Entwicklung sind daher schon bei der Behandlung der Lagune gegeben.

Nur eine Besonderheit der Haffe bedarf hier der Erwähnung. Da sie ursprünglich ertrunkene Täler sind, so münden unter europäischen klimatischen Verhältnissen Flüsse in sie hinein. Der Schutt der Flüsse kann den Aufbau des Hakens und der Nehrung beschleunigen. Andererseits schützen diese wieder die Ablagerungen des Flusses an seiner Mündung in die Bucht vor dem Wellengang, der Fluß kann leicht sein Delta aufbauen. Es kommt der Typus des „Haffdeltas" zustande, allgemeiner gesagt „Buchtdelta". In der Jugend sind die eine Bucht in ein Haff verwandelnden Haken noch nicht vorhanden, aber gegen die Reife hin sind sie immer da, wenn nicht der Fluß inzwischen sein Delta über diese Abgrenzungsstelle hinaus vorgeschoben hat, in welchem Fall der Küstenschutt das Delta als Strandwall säumt.

Die Jugendstadien dieser Entwicklung sind an kürzlich gesunkenen Küsten zu beobachten, so an den Rias im nordwestlichen Spanien, den Rias der Bretagne und des westlichen Irland.

Etwas weiter sind die Limane im südlichen Rußland, die schon durch Nehrungen und Haken abgeschnürt sind. Der Dnjestr hat den Liman, in den er mündet, bereits zur Hälfte aufgefüllt. Ähnlich steht es mit dem Kurischen Haff, das zu einem großen Teil vom Memeldelta eingenommen ist.

Ein anderes Stadium wieder gibt uns das Frische Haff mit dem Weichseldelta. Bei ihm ist der Deltabau so weit vorgeschritten, daß an dem Westende des Haffes das Delta an die Nehrung anstößt. Dieses Hindernisses wegen biegt der Fluß nach rechts und links um, hat einerseits bei Neufahrwasser angefangen, sein Delta vor das Ufer vorzuschieben, während andererseits der Hauptaufbau nach Osten hin in die noch freie

Wasserfläche des Haffes erfolgt, wo die Verlandung außerordentlich rasch fortschreitet. Durch künstliche Eingriffe ist die Weiterentwicklung hier gestört.

Ist das Haff völlig aufgefüllt, so baut der Fluß, wenn auch sehr langsam, sein Delta über dessen Linie hinaus, wie es die Weichsel infolge der künstlichen Eingriffe gegenwärtig zu tun begonnen hat. Dann wird die Nehrung zu einem größeren oder geringeren Teil der marinen Einwirkung entzogen, während das Delta mit solcher zu kämpfen beginnt. Die ehemaligen Nehrungen und Strandwälle bleiben im Innenraum des Deltas liegen, von Abspülung wenig, vom Winde stärker verändert, alte Uferlinien anzeigend, oft in mehrfacher Reihe hintereinander. Ist das Delta schon weiter über das Urufer vorgewachsen, so sind es nicht mehr echte Haken, sondern Strandwälle, die in dieser Weise erhalten werden können.

Die Zerstörungsformen von Haff und Lagune sind im wesentlichen gleich, so daß hier auf den Abschnitt darüber zurückverwiesen werden kann.

Vorbauformen.

An einer gebuchteten Küste ist von litoralen Vorbauformen meist nicht viel zu bemerken. Eine derartige Form, das Delta, baut sich im Hintergrund der Haffe auf und ist daher dort schon besprochen. Hierher gehören also nur die Nehrungen, die eine vorgelagerte Insel dem Land angliedern und die Höftländer, die ebenfalls meist in Buchten entstehen.

Die Inselnehrung (Tombolo).

Einer gesunkenen Küste sind oft oder sogar in den meisten Fällen Inseln vorgelagert. Diese Inseln werden ebenso wie das Hauptland von der Brandung angegriffen und sobald so viel Schutt da ist, daß er nicht sogleich von Wellen und Strom verteilt werden kann, hängen sich nach der geschützten Seite hin an die Kliffe der Insel Haken an, mitunter nur einer, wenn die Insel in einiger Länge dem Hauptland parallel liegt, meist zwei. Zugleich oder noch vorher wachsen vom Hauptland her Haken entgegen. Im Italienischen werden diese Nehrungen bei Orbitello als Tombolo bezeichnet, mir scheint der Ausdruck „Inselnehrung" vollkommen zu genügen. Die Insel selbst ist dann als „landfest geworden" zu beschreiben.

Den Typus einer einfachen Inselnehrung gibt ein Vorkommen bei Beaulieu an der französischen Riviera sehr gut wieder. Nicht minder vollkommen ist das Beispiel der Halbinsel Quiberon[1]) im Süden der Bre-

[1]) L. Joubie: La presqu'île de Quiberon. Bull. Inst. Océanograph. Monaco 92. 1907.

tagne (Blatt 103 Quiberon der französischen geologischen Spezialkarte) und der Halbinsel Sirmione im Gardasee.

Bilden sich zwei Nehrungen aus, so schließen diese naturgemäß ein Wasserbecken vom Typus Lagune vom Meere ab, in dem die Verlandungsvorgänge einsetzen. Die Halbinsel Giens an der französischen Mittelmeerküste bei Hyères gehört als Beispiel hierher, dann der Monte Argentario, der ursprünglich nur durch eine einfache Inselnehrung angeheftet gewesen war. Bei beiden ist die Lagune noch wenig ausgefüllt. Weit mehr ist dieser Vorgang (allerdings wohl unterstützt durch eine Hebung)[1]) bei Batz und Le Croisic an der Südküste der Bretagne vorgeschritten (Blatt 103 Quiberon der französischen geol. Spezialkarte). Die 11 km lange landfest gewordene Insel besteht aus zwei Inselkernen alter harter Gesteine, die miteinander durch eine Nehrung verbunden sind. Die beiden Inselnehrungen sind hier vom Lande her gewachsen, an beiden Seiten halten die Gezeitenströme ein Tief offen. Das Innere des Haffes ist zum weitaus größeren Teil von Marschen eingenommen, die jetzt der Salzgewinnung dienen. Nur im Westen ist an der Halbinsel Penbron eine Wasserfläche noch frei.

An der italienischen Westküste bietet der Inselkern, auf dem Piombino liegt (Carta del Regno d'Italia 1 : 100 000 Blatt 127) ein Beispiel einer vollständig landfest gewordenen Insel. An der Auffüllung der Lagune ist hier vornehmlich der Fluß Cornica tätig gewesen, der wie alle dieser Flüsse große Mengen Sinkstoffe führt.

Wird allmählich der Inselkern vom Meer zerstört, so haben auch die ihn mit dem Hauptland verbindenden Nehrungen mit dem einschließenden Haff keinen langen Bestand; sind alle Inseln und die Reste der Nehrungen fortgeschnitten, so nähert sich die Küste der Reife.

Das Höftland.

1. Bildung und Umformung.
2. Benennung.
3. Vorkommen.

Literatur.

Abbe Cleveland, jr., Remarks on the cuspate caps of the Carolina coast. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 26. 1893. 489—497.

Brown, R. M., Gaspee Point. A type of cuspate foreland. The J. of G. Lancaster. 1. 1902. 343—352.

---

[1]) Cl. Chevalier: Note sur les oscillations des rivages de la Loire-Inférieure. Bull. Soc. Géol. France (4). IX. 1909. 326.

Gulliver, F. P., Cuspate forelands. Bull. geol. soc. America VII. 1896. 399.
—, Dungeness Foreland. G. J. IX. 1897. 536.
Tarr, R. S., Wave-formed cuspate forelands. Amer. Geologist. 22. 1898. 1.
Wilson, A. W. G., Cuspate forelands along the bay of Quinte. J. of Geol. 12. 1904. 106—132.
Woodman, J. E., Shore development in the Bras d'Or lakes. Amer. Geologist. 24. 1899. 329—342.

1. Bildung und Umformung.

Wenn ein Haken infolge anders gerichteter Versetzungen an seinem Ende sich wieder dem Ufer zukrümmt, so geht er in die „Hakenschlinge" über.

Verwächst eine Hakenschlinge wieder mit dem Ufer, von dem sie ausging, so bildet sie ein „Höftland". Ich bilde diese Bezeichnung neu, da eine einfache Übertragung des amerikanischen „foreland" als „Vorland" wegen der vielfachen Bedeutungen dieses Wortes (Gebirgsvorland, Küstenvorland u. a.) nicht angängig erscheint. Mit dem dänischen „hoved", deutsch „Höft" wird sehr oft die Spitze derartiger flacher Sanddreiecke bezeichnet, die ins Meer vorspringt, z. B. Knudshoved. „Ort" und „Huk" sind deshalb nicht geeignet, weil mit ihnen auch hohe Vorsprünge benannt werden.

Allgemein gesagt entsteht ein Höftland immer dann, wenn an dem Ausgleich naher gesunkener Küste eine reichlich Schutt führende Strömung vom Ufer abbiegt. Das bringt die Verwandtschaft mit der Strandwallebene als Vorbauform zum Ausdruck und in der Tat ist das Höftland eine Form zwischen ihr und dem Haken, die sich aber topographisch und nach der Zeit ihres Auftretens im Ablauf der Küstenentwicklung doch so scharf abhebt, daß sie gesondert zu betrachten ist.

Zeitlich ist hervorzuheben, daß die Küste nahezu ausgeglichen sein muß, ehe sich Höftländer bilden können. Solange noch Buchten unabgeschlossen vorhanden sind, haben die Strömungen keine Zeit vorzubauen, sie verwenden alle ihre Kraft auf Haken- und Nehrungsbildung. Ist aber der Ausgleich einmal erreicht, so lagern die Strömungen ähnlich den Flüssen in diesem Stadium Sandbänke ab, aus denen Höftländer erwachsen können.

Es fragt sich nun, welcher Art die Strömungen sind. Gulliver[1]) unterscheidet zwei Arten von Höftländern, das „current cuspate foreland" und das „tidal cuspate foreland", hält also die ohne und die durch den Gezeitenstrom gebildeten auseinander; andere Forscher, wie Tarr betonen gegenüber den letzteren die Wichtigkeit der von Wellen und Küstenstrom gebildeten Höftländer. Die Frage ist jedenfalls noch nicht geklärt

[1]) F. P. Gulliver: Shore-line topography. Proc. Am. Ac. Art. Sc. XXXIV. 8. 1899. 180 und 214.

und die Bedingungen der Bildung müssen in jedem Fall einzeln festgestellt werden.

Wird ein Höftland im Laufe seiner Entwicklung nach genügender Vertiefung des Meeresbodens wieder von der Brandung angegriffen, so hängt sich ihm ein Haken an. Es sind das überaus häufige Formen, die wir am besten mit einem dänischen Namen als „Odde" bezeichnen.

2. Benennung.

„Höftland" ist ein allgemeiner Ausdruck, dem in der amerikanischen Literatur vielfach noch die nähere Angabe als „cusp" „Spitze" beigefügt wird. Diese Spitze ist in der Regel ein echter Haken, es ist das also die Form, die wir „Odde" nennen. Gilbert wendet die Benennung „v-terrace" an von den Verhältnissen des erloschenen Bonneville-Sees ausgehend, wo ein derartiges Gebilde sich naturgemäß als Terrasse aus der Landschaft hervorhebt.

3. Vorkommen.

Die besten Beispiele von Höftländern in verschiedenen Umbildungsstadien finden sich in engen Gewässern, an der deutschen Küste in der Beltsee.

Die Insel Aarö ist ein unregelmäßiges, bis 8 m hohes Diluvialland. Seine Umrisse sind im Norden schon ausgeglichen, im Süden hängen sich an den Kern zwei Haken an. Beiden ist es eigen, daß sie, nach Innehalten normaler Richtung auf eine gewisse Strecke hin, eine Biegung zeigen, die sie zur „Hakenschlinge" werden läßt. Der westliche Arm hängt sich dann nahezu wieder an den Landkern an und geht somit in ein Höftland über. Die abgeschnürte Lagune ist in beiden Fällen durch pflanzliche Verlandung ein wenig eingeschränkt.

Ein sehr regelmäßig ausgebildetes Höft, bei dem die Lagune bereits ganz ausgefüllt ist, ist Kronsort bei Eckernförde (Meßtischblatt 303, Eckernförde). Es tritt etwa 1000 m über den Küstenverlauf des Landkernes hinaus vor und ist an der Basis über 2 km breit. Das Innere liegt etwas über 1 m hoch, ist augenscheinlich durch den kleinen Bach, der von S. kommt, aufgeschüttet. Ein wohl ausgesprochener Wall umsäumt das Ganze seewärts. Wegen der Anwesenheit des Baches besteht indessen hier der Verdacht, daß eine nicht ganz reine Form vorliegt, vielmehr ein Übergang zu einem Deltavorbau.

Den Typus eines Höftlandes mit angehängtem Haken bietet schließlich im Großen die Halbinsel Skagen dar, die oben bereits besprochen ist. Im Kleinen möge der Vilm im Greifswalder Bodden erwähnt sein. An den östlicheren der diluvialen Landkerne dieser Insel

schließt sich nach Ostnordost hin ein Höft von dreieckigem Grundriß an, das ziemlich dicht mit Vegetation bestanden ist. Ihm wiederum liegt ein Haken vor, der aus Kies aufgebaut ist und seine Richtung je nach der vorherrschenden Windrichtung ändert.

Rückgangsform.

Die Ausgleichsküste.

Wenn alle Buchten durch Nehrungen geschlossen und die Landvorsprünge des Urufers durch Kliffe mehr oder weniger abgeschnitten sind, dann ist der Ausgleich einer gebuchteten Küste hergestellt. Sie weicht in dieser Form ziemlich gleichmäßig vor dem andringenden Meer zurück. Diesen Typus verkörpern sehr gut die Westküste von Jütland und die Küste von Hinterpommern, auf die eingehende Beschreibung der ersteren kann hier zurückverwiesen werden.

Im Laufe der Zeit kann es dahin kommen, daß alle Formen, die der ursprünglichen Senkung ihre Entstehung verdanken, vernichtet werden. Dann muß auch in diesem Fall eine einförmige Kliffreihe das Land säumen, die Formenreihen der gebuchteten und der Flachlandsküste laufen also zusammen. Gezeiten stören hier wie dort die völlige Ausreifung des Typus.

Windwerk: die Küstendünen.

1. Benennung.
2. Die Küstendüne.
3. Bedingungen der Bildung von Dünen an Küsten
   a) Sand,
   b) Wind,
   c) Pflanzen.
4. Grundformen der Küstendünen.
5. Umwandlungsformen (Typen) der Küstendünen.
6. Die Beziehungen der Dünenformen zum Zustand der Küste, ihre Entwicklung und ihr Altern.

Literatur.

1. Andresen, C., Om Klitformationen. Kjöbenhavn 1860. (Auszug von Maack in Zeitschr. f. allg. Erdk. N. F. 19. 1865. 198.)
2. Auerbach, B., Les dunes d'Allemagne. Ann. de Géogr. X. 1901. 272.
3. Auerbach, F., Die Gleichgewichtsfiguren pulverförmiger Massen. Naturwiss. Rundschau 16. 1901. 389. — Ann. Phys. (4) I. 1901. 170.
4. Balen, C. L. von, Duinvlakken en Windkuilen. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardr. Gen. (2) XXVII. 1910. 205.

5. Baschin, O., Die Entstehung der Dünen. Zentralbl. d. Bauverw. XX. 1900. 231.
6. —, Über die Entstehung wellenähnlicher Oberflächenformen. Zeitschr. Ges. f. Erdk. XXXIV. 1900. 408.
7. —, Dünenstudien. Zeitschr. Ges. f. Erdk. 1903. 422.
8. Beaumont, B. de, Sur les formations des dunes et leur importance comme facies géologique et géographique. Arch. sc. phys. et nat. XVI. 1886. 383.
9. Bertololy, E., Kräuselungsmarken und Dünen. Münch. G. Studien. IX. 1900.
10. Brüel, Klitterne i Thistedt Amt 1898. — Klitterne i Hjörring Amt 1550—1850. 1900. — K. i Ringkjöbing Amt 1902. — K. i Ribe Amt 1903.
11. Cockayne, L., Report on the sand dunes of New Zealand. (N. Z. Dep. of lands C.—13). Wellington 1909.
12. Doß, Br., Über Dünen der Umgegend von Riga. Korrbl. naturforsch. Ver. Riga 39. 1896. 31—40.
13. —, Über die Richtungsumkehr einer Dünenwanderung bei Schlock in Livland. Korr. Blatt naturforsch. Ver. Riga 42. 1899. 1.
14. Dubois, E., Over het ontstaan van de vlakten in het duin. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardr. Gen. (2) XXVI. 1909. 869.
15. Dünenbuch; her. von F. Solger, J. Thienemann, P. Speiser u. a. Stuttgart 1910.
16. Enderlein, G., Biologisch-faunistische Moor- und Dünenstudien. 30. Ber. Westpreuß. Bot. Zool. Ver. Danzig 1908.
17. Engell, M. C., Eine Dünenerscheinung an der provenzalischen Steilküste. Globus 87. 1905. 149.
18. Flahault—Combres, Observations sur le part qui revient an cordon littoral dans l'exhaussement actuel du delta du Rhône. Bull. Soc. Languedoc. de Géogr. 17. 1894. 5.
19. Forchhammer, G., Geognostische Studien am Meeresufer. N. Jahrb. f. Min. usw. 1841. 1.
20. Girard, J., L'évolution comparée des sables. Paris 1903.
21. Girardin, P., Les dunes de France. Ann. de Géogr. X. 1901. 267.
22. Günther, S., Ein Naturmodell der Dünenbildung. München 1907.
23. Jachmann, Nachrichten über die kurische Nehrung. Preuß. Prov. Bl. 1. 1829. 195.
24. Jentzsch, A., Über Dünenbildungen. Verh. Ges. D. Naturforsch. u. Ärzte 1898. Leipzig 1899. II. 1. 190.
25. —, Geologie der Dünen in Handbuch d. Deutsch. Dünenbaues. Berlin 1900.
26. Keilhack, K., Beobachtungen über die Bewegungsgeschwindigkeit zweier Wanderdünen zwischen Rügenwalde und Stolpmünde. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L. A. XVII. 2. 1897 (1900). 194.
27. Kurz, E., Die Dünengestalten der Kurischen Nehrung. Diss. Königsberg 1904.
28. —, Das Werden einer Wanderdüne. Monatsh. f. d. naturwiss. Unterr. 1. 1908. 373.
29. Labat, Les dunes maritimes et les sables littoraux. Bull. Soc. géol. France (3) XVIII. 1890. 259.
30. Leiviskä, J., Über die Küstenbildungen des Bottnischen Meerbusens zwischen Tornio und Kokkola. Fennia XXIII. 1. 1905.
31. —, Über die Entstehung der Dünengebiete an der Küste im Bottnischen Meerbusen. Fennia XXIII. 2. 1905.
32. Lorenzen, A., Das Wandern der Dünen (nach K. J. V. Sternstrup). D. Rundsch. f. G. u. Stat. 19. 1897. 416.
33. Lorié, J., Duinvalleien en duinpannen. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardr. Gen. (2). XXVII. 1910. 31.
34. Maack, V., Die Dünen Jütlands. Zeitschr. f. allg. Erdk. — N. F. 19. 1865. 198.
35. Massart, J., La biologie et la végétation sur le littoral belge. Gand 1893.
36. —, Essai géogr. bot. litt. all Belg. Rec. Inst. Bot. Erréra VII. 1907/08 m. Atlas.
37. Muschketow, J. — Merena, J., Die Kontinental-Sanddünen oder Barchane. D. Rundsch. f. G. u. Stat. 12. 1890. 147.
38. Pompeckij, J. F., Barchane in Südperu. Zentralbl. f. Min. usw. 1906. 373—78.
39. Réclus, El., Etude sur les dunes. Bull. Soc. Géogr. Paris (5) 9. 1865. 193.
40. Reinke, J., Die Entwicklungsgeschichte der Dünen an der Westküste von Schleswig. Sitz. Ber. Ak. d. Wiss. Berlin 1903. XIII.
41. —, Botanisch geologische Streifzüge an den Küsten des Herzogtums Schleswig. Wiss. Meeresunters. her. von d. Kieler Kommission. N. F. XIII. Erg. H. 1903.
42. —, Die ostfriesischen Inseln. Ebenda X. Erg. H. 1909.

43. Reinke, J., Studien über die Dünen unserer Ostseeküste. I. Wiss. Meeresunters. N. F. XII. 1911.
44. Ritter, E., Les dunes. Le Globe. 37. 1897. 22.
45. Romer, E., Einige Bemerkungen über fossile Dünen. Verh. k. k. geol. R. A. Wien 1907. 48.
46. Sabban, P., Die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs und über die mineralogische Zusammensetzung diluvialer und alluvialer Sande. Mitt. Mecklenb. Geol. L. A. Rostock VIII 1897. (Auch Diss. Rostock.)
47. Schjerning, W., Dünen in der Provinz Posen. D. Ges. f. Kunst u. Wiss. in Posen. Zeitschr. d. naturwiss. Abt. XVI. 1909. 75.
48. Shone, W., The cause of the crateriform sand dunes and Cwms. Geol. Mag. n. ser. dec. III. 10. 1893. 323.
49. Sohnke, Wandernde Berge. Vortr. geh. 1876 in der lit. Ges. zu Karlsruhe. Gemeinverst. Vortr. a. d. Geb. d. Physik. Jena 1892. 209.
50. Sokolow, N., Die Dünen. Bildung, Entwicklung und innerer Bau. D. A. von A. Arzruni. Berlin 1894.
51. —, Ref. über einen Vortrag von ihm u. d. Titel Dunes and moving sands. Nature XXIII. 1881. 569.
52. Solger, F., Studien über nordostdeutsche Inlanddünen. Forsch. z. d. L. u. Volkskde. XIX. 1. 1910.
53. Steenstrup, K. J. V., Om klitternes vandring. Medd. geol. For. I. 1894. Auch Vid Medd. fra den naturhist. For. i Kjöbenhavn. 1894.
54. Thesleff, A., Dynbildningar i östra Finland. Medd. Geogr. För. Finl. II. 1895. 36.
55. Uhl, Das Wandern der Dünen. A. a. Weltt. 1892. 198.
56. Vaughan Cornish, Formation des dunes de sable. Univers. nouv. Inst. géogr. de Bruxelles. Publ. 2. 1900 (1897).
57. —, Sand-dunes. Rep. brit. Ass. 66. London 1896. 857.
58. —, On the formation of sand-dunes. Geogr. Journal IX. 1897. 278. (Vgl. XI. 1898. 559.)
59. —, On the application of the study of waves to geography. Verh. VII. Internat. G. Kongreß. Berlin 1899. 1901. II. 207.
60. —, On Kumatology. Geogr. Journal XIII. 1899. 624.
61. —, On desert sand dunes bordering the Nile delta. Geogr. Journal XV. 1900. 1.
62. Warming, E., Dansk Plantevaekst. II. Klitterne. Kjöbenhavn 1907/10.
63. Wery, Jos., Sur le littoral belge. Excurs. scient. organ. par l'extension de l'université libre de Bruxelles. Relations I. 2. éd. Bruxelles 1908.
64. Yate, A. C., Sand-dunes. Geogr. Journal IX. 1897. 672.
65. Zobrist, Th., Les dunes. Réfutation des théories de M. Bouthillier de Beaumont. Neuchatel 1888.

1. Benennung.

Als „Düne" bezeichne ich jede vom Winde geschaffene Sandanhäufung in allen ihren Aufbau- und Zerstörungsformen. Ihrer Lage nach zerfallen die Dünen in Küstendünen und Festlandsdünen, letztere wieder in Taldünen und Wüstendünen. Diese Scheidung ist, wie neue Untersuchungen lehren, auch durch Form- und Bildungsunterschiede zu begründen.

Engl. dune, frz. dune, it. span. duna, holl. duin, dän. klit.

2. Die Küstendüne.

Im folgenden soll nahezu ausschließlich von den Küstendünen die Rede sein. Eine Übersicht über die Gestade der Erdteile belehrt uns alsbald, daß es überall da, wo die Ablagerungen an einer Küste ganz oder zum Teil aus Sand bestehen und das Klima Pflanzenwuchs gestattet, zur

Bildung von Dünen kommt, in stärkerem oder schwächerem Maß, je nach den lokalen Verhältnissen.

Die Küstendüne ist demnach eine mit Hilfe der Vegetation durch den Wind hervorgebrachte Sandanhäufung.

Die zu ihrer Bildung nötigen Elemente und Kräfte sind also

a. Der Sand.

b. Der Wind.

c. Die Pflanzen.

3. Die Bedingungen der Bildung von Dünen an Küsten.

a. Der Sand.

Die bereits besprochenen Ablagerungsformen des Küstenschuttes liefern in ganz verschiedenem Maße den Sand zur Dünenbildung. Sie enthalten fast alle Sand, der beständig aus der Zerreibung der Gesteine erzeugt wird. Seine Menge ist aber in einem einfachen Strandwall zu gering, als daß es zu erheblicher Dünenbildung kommen könnte. Die Strandwallebene aber, die Haken, Nehrungen und Höftländer bieten größere aus Sand zusammengesetzte Flächen mit meist dürftiger Vegetation den Angriffen des Windes dar, sie sind Ausgangsgebiete der größten Anhäufung von Dünen, die wir kennen.

Sand in großer Menge ist vornehmlich da im Küstenschutt vertreten, wo am Ufer sandreiche Ablagerungen anstehen. Es können das sein einmal Sandsteine dann glaziale Sedimente. Durch Flüsse werden unter Umständen ebenfalls größere Mengen Sandes dem Küstenschutt zugeführt. Die Dünen der Ostsee und Nordsee sind vom Gesichtspunkt der Herkunft des Materiales aus jedenfalls zum Teil als eine Folge der diluvialen Eiszeit anzusehen (vgl. 31) wenn auch wohl viel von ihrem Material aus dem Tertiär stammt.

Diese Betrachtungen ergeben, daß überall Sand an den Küsten da vorhanden ist, wo sich überhaupt Ablagerung findet. Es handelt sich in zweiter Linie um seine Beschaffenheit.

Die ständige Bewegung des Küstenschuttes durch die Wellen sorgt dafür, daß aus ihm alle feineren, staubartigen Bestandteile ausgewaschen werden. Ein Zusammenhalten der Sandkörner durch Umlagerung mit Lehm und Ton im Strandwall ist daher ausgeschlossen. Nur die Feuchtigkeit tritt ihrer Fortbewegung durch den Wind hinderlich entgegen, eine gewisse Trockenheit ist daher als Vorbedingung der Dünenbildung notwendig.

Diese Trockenheit ist abhängig von den meteorologischen Bedingungen; es ist aber wichtig zu betonen, daß bei starkem Wind und

nicht dauerndem Regen in der Pause zwischen zwei aufeinander folgenden Hochwasserständen der Sand immer ins Fliegen kommt. Folgende Beobachtungen gehören hierher:

Am 27. August 1908 hatte es in Skagen mindestens 8 Stunden ununterbrochen stark geregnet. Um 3 Uhr nachmittags hörte der Regen auf; um 4 war auf Grenen bereits starker Sandflug im Gange. Gelegentliche Schauer hemmten ihn etwas, er setzte dann aber sofort wieder ein. Die Windgeschwindigkeit betrug in 5 cm Höhe über dem Boden 7 m/sec., in 160 cm Höhe 13,6 m/sec. Die Sonne brach gelegentlich durch.

Am 29. August notierte ich südlich von Skagen, nachdem die Witterung dauernd feucht gewesen war: „Eine halbe Stunde nach einem heftigen Schauer, der alles gründlich durchnäßt hat, beginnt schon wieder das Sandtreiben." Die Windgeschwindigkeit betrug 150 cm über dem Boden etwas über 8 m/sec.

Am 15. Oktober 1909 flog bei Cayeux bei Wind von etwa 8 m/sec. bei Ebbe der Sand von der eben noch mit Wasser bedeckt gewesenen Fläche alsbald heftig.

Ebendasselbe beobachtete ich am 4. April 1910 in den portugiesischen Dünen nördlich von Kap Mondego. Während kräftiger Schauer flog der Sand in ganz beträchtlichen Mengen. Die Windstärke in den Pausen zwischen den Böen war 8 m/sec. in Mannshöhe, während der Schauer jedenfalls beträchtlich höher.

b. Der Wind.

Damit aus Sand sich Dünen bilden können, muß Wind auftreten; aber nicht jeder Wind führt schon zum Aufbau von Dünen, auch er muß gewisse Eigenschaften haben.

Die Richtung des Windes ist zunächst einmal von wesentlicher Bedeutung. An einer Küste mit vorherrschend ablandigen Winden kann es zu Dünenbauten von größerer Bedeutung niemals kommen, weil der in Bewegung geratende Sand ins Wasser fliegt. Ein gutes Beispiel dafür ist die nordamerikanische Ostküste. Sand ist im Küstenschutt dort reichlich vorhanden, Haken, Nehrungen und Höftländer bieten größere, dünn mit Vegetation bedeckte Flächen dar, aber es sind nur ganz niedrige Dünen nach den Karten vorhanden, werden auch in der Literatur nur dürftig und flüchtig erwähnt. Das Gegenstück sind die nach W., NW. und SW. offenen Küsten von Europa, die aus dieser Richtung nicht nur von den häufigsten sondern auch den stärksten Winden getroffen werden. Alle weisen sie da wo Sand vorhanden, großartige Dünenbildungen auf.

Es ist im Zusammenhang damit allerdings zu beachten, daß auch die Feuchtigkeit der vorherrschenden Winde eine Rolle spielt. Die

Dünen der Kurischen Nehrung sind ebenso wie die anderen europäischen Küstendünen in ihren Formen den Westwinden angepaßt. Wenige Tage Ostwindes, der sehr trocken ist, genügen aber selbst im Frühjahr, wenn noch Nässe und Frost im Boden stecken, um sehr bedeutende Formveränderungen in der Kammzone hervorzubringen. Ähnliches wird von den pommerschen Wanderdünen berichtet.[1]) Die vorherrschenden Formen unserer Küstendünen beweisen indessen, daß die feuchteren Westwinde doch ihrer Häufigkeit und Stärke wegen entschieden das Übergewicht haben.

Von großer Bedeutung für den Aufbau der Dünen ist die Stärke des Windes. Dieselbe wechselt mit der Erhebung vom Erdboden und mit der Neigung des Geländes. Den Verlust am unebenen Boden berechnet Pehr Olsson Seffer[2]) zu etwa 35 %, der Faktor nimmt mit der Stärke des Windes zu, wie folgende Zahlen dartun mögen:

Am 30. Mai 1909 am Strand von Westerland auf Sylt; Fueß'sche Anemometer 289 (Geographisches Institut Greifswald) und 670 (Braun), WSW.

An. 670 0,9 m hoch : 4,87 m/sec.
An. 289 1,35 m hoch : 5,10 m/sec.

Am 27. August 1908 auf der äußersten Spitze der Halbinsel Skagen auf freier Sandplatte; Fueß'sches Anemometer 289; W. z. N.

0,05 m hoch 7 m/sec.
1,60 m hoch 13,6 m/sec.

Den Einfluß der Neigung mag folgendes Beispiel erläutern:

Am Strande von Sylt bei Westerland am 30. Mai 1909 mit den genannten Instrumenten beobachtet. Versuchsanordnung: Anemometer 670 als Kontrollinstrument feststehend und immer die gleiche Zeit laufend wie Anemometer 289, dessen Stellung verändert wurde. Bei den ständigen Schwankungen in der Windstärke ist es nur mit zwei Instrumenten möglich, zu einwandfreien Resultaten zu kommen. Die ganzen Beobachtungswerte reduziere ich dann auf die geringste gemessene Windstärke; Dauer der Messung in jedem Fall 200 Sekunden. Es ergab sich, daß bei einer geringsten Windstärke von 4,44 m/sec. an der Basis des Vorstrandes nur 2,92 m/sec. erreicht wurden, daß die Stärke dann auf 3,54 m/sec. stieg, um zur Vordüne hin bis auf 2,16 m/sec. abzunehmen. Auf dem Kamm der Vordüne betrug sie dagegen 4,87 m/sec.

Die folgenden Angaben über die Transportkraft des Windes sind der Arbeit von Olsson-Seffer (S. 549) entnommen, da sich in ihr die Ergebnisse systematischer Untersuchungen finden. Er benutzte

---

[1]) Erl. z. geol. Spezialkarte v. Pr. Gradabt. 14 Nr. 27 Blatt Saleske. Berlin 1897. S. 17.
[2]) P. Olsson-Seffer: Relation of wind to topography of coastal drift sands. J. of Geol. 16. 1908. 549.

zur Messung der Windgeschwindigkeit ein Anemometer, zur Feststellung der Höhe, in welche die verschieden großen Körner gehoben werden, einen Kasten mit Querwänden (A, B, C usw.) in 2 cm Abstand, so daß Boden A sich in gleicher Höhe mit dem Erdboden befand. So erhielt er folgende Reihen:

Windgeschwindigkeit		Korngröße in mm	Prozente der Korngröße	Korngröße in mm	Prozente der Korngröße
7 a. m.	11.3	A 0.02—0.05	Spuren	C 0.02—0.05	5.1
8	12.5	0.05—0.1	6.4	0.05—0.1	10.0
9	13.1	0.1 —0.2	10.2	0.1 —0.2	23.4
10	13.8	0.2 —0.3	41.3	0.2 —0.3	41.2
11	14.6	0.3 —0.5	28.4	0.3 —0.5	6.7
12	15.9	0.5 —1	9.6	0.5 —1	3.6
1 p. m.	17.6	1—2	3.5	D 0.02—0.05	16.3
2	19.4	2—4	0.6	0.05—0.1	34.7
3	22.4	B 0.02—0.05	1.7	0.1 —0.2	28.5
4	21.2	0.05—0.1	3.3	0.2 —0.3	12.1
5	19.6	0.1 —0.2	26.5	0.3 —0.5	8.4
6	18.3	0.2 —0.3	47.8	E 0.02—0.05	32.5
		0.3 —0.5	14.1	0.05—0.1	34.1
		0.5 —1	6.6	0.1 —0.2	16.8
				0.2 —0.3	5.4
				0.3 —0.5	1.2

c. Die Pflanzen.

Wo Dünen an der Küste auftreten, da treten sie in Gesellschaft von Pflanzen auf. Eine scheinbare Ausnahme von dieser Beobachtungstatsache machen die z. T. absolut vegetationslosen Wanderdünen, aber auch bei ihnen verraten die in ihrem Innern steckenden Vegetationsschichten, daß ihre Geschichte eine Phase umfaßt, in der die Pflanze eine entscheidende Rolle gespielt hat. Andererseits muß betont werden, daß sehr dichte Vegetation den Sand vor dem Angriff des Windes schützt und es daher nicht zur Dünenbildung kommen läßt. Es wird sich ergeben, daß auch im mitteleuropäischen Klima die Vegetation imstande ist, Dünen gänzlich festzulegen. Aber die frischen Absätze des Küstenschuttes gewähren nur bestimmten Pflanzen günstige Lebensbedingungen und gerade diese sind es, die zur Dünenbildung führen.

Vornehmlich den Untersuchungen von Reinke (40 bis 43) wird die Erkenntnis der Bedeutung der Pflanzen für die Dünenbildung an Küsten verdankt. Seine Ergebnisse kommen weiterhin zur Darstellung, ich fand sie an allen von mir besuchten europäischen Küsten bestätigt, bei nur sehr geringem Wechsel der in Betracht kommenden Pflanzen. Ich will nur anführen, daß während an der Nordsee Triticum junceum der erste Dünenbildner ist,[1]) der dann vom Helm, Psamma arenaria, abgelöst wird, diese Rolle am Ufer der Arenas Gordas der Euphorbia Paralias zufällt, die dann ebenfalls durch Helm ersetzt wird. An der Mittelmeerküste südlich des Vulkan von Agde beobachtete ich eine große Zahl von Zungenhügeln und Embryonaldünen, die auf den ausgedehnten Sandflächen, die sich hinter der Môle Richelieu anlagern, von einer Salicornia (fruticosa oder macrostachia?) gebildet waren.

Für das Studium und Verständnis der Dünenformen ist die Kenntnis ihrer Vegetation unentbehrlich. Altersunterschiede der verschiedenen Generationen sind in den meisten Fällen nur durch Unterscheidung der Pflanzengesellschaften, von denen sie besiedelt sind, zu ermitteln. Nur mit Hilfe der Vegetation kommt schließlich die jede Bewegung ausschließende Ortsteindecke zur Ausbildung, mit der die Umbildungen zu Ende sind. Die wichtigsten hierher gehörigen Gesichtspunkte gelangen auf den folgenden Seiten zur Darstellung.

4. Die Grundformen der Küstendünen.

Mit den Elementen und Bedingungen der Dünenbildung vertraut, betreten wir ein größeres einheitliches Dünengebiet an einer Küste. Es erscheint bei den vielfältig wechselnden Zuständen verschiedener Küstenstrecken zweckmäßiger, zunächst ein einzelnes Gebiet zu untersuchen, als sogleich die Beobachtungen von vielerlei Stellen miteinander zu vermengen. Die Bildungsgeschichte und jetzigen Zustände sind für die Gruppe der nordfriesischen Inseln im wesentlichen gleich, ich wähle daher Amrum, Sylt, Röm und Fanö als Grundlage aus.

Nördlich von Westerland erheben sich am Westrande der 10 bis 20 m hochliegenden Heide kuppige Sandhaufen noch etwa 10 bis 20 m höher. Ihre hellere Farbe, bei der der Sand durch die graugrünen Sandgräser hindurch schimmert, hebt sich scharf von der dunklen Heide ab. Nur bei der großen Gruppe zwischen Wenningstedt und Kampen schiebt sich Heidekraut (Calluna) und Krähen- oder Rauschbeere (Empetrum nigrum) auch auf und zwischen die Dünen hinein, ihnen im Verein mit anderen Gewächsen ein dunkleres, graues fleckiges Aussehen verleihend.

---

[1]) Wenigstens der wichtigste. Für andere vgl. 62 und 63.

Wir schließen daraus, daß diese Dünen die ältesten sind, da sich der Boden, den sie bieten, bereits so geändert hat, daß er Pflanzen mit größeren Ansprüchen zu ernähren vermag. Wir sehen ferner, daß der Sand hier nicht mehr fliegt; die Düne ist zur Ruhe gekommen, ist unbeweglich.

Das Lister Land bietet bessere Einblicke in die Form dieser alten Dünen, als die Kampener Gruppe. Wer von einer der 30 m übersteigenden Kuppen das Land überschaut, erhält folgendes Bild (Taf. VII): die mit ein wenig Empetrum, Calluna und Salix repens überzogenen Dünen, die dieses Pflanzenkleides wegen etwa gleichaltrig mit den Kampenern sein dürften, ziehen sich als schmale scharfe Rücken in annähernd westöstlicher Richtung hin, wo sie in verschiedenem Abstand vom Ufer enden. Mitunter vereinigen sich zwei solcher Rücken, die also senkrecht zum allgemeinen Küstenverlauf stehen, im Osten durch ein nach Westen konkaves Stück bogenförmig miteinander. Gewöhnlich liegt in der Gegend dieser Vereinigung die höchste Kuppe des ganzen Bogens und der Arme. Die Länge der Rücken beträgt 500 bis 1000 m, ihre Höhe über ihrer Umgebung, von der sie sich scharf abheben, 15 bis 20 m; die Winkel, mit der die Seiten einfallen, 20 bis 30°.

Die Senken zwischen den Rücken sind niedrig, ganz flach, feucht und mit dichter Vegetation bedeckt, in der namentlich die sehr dicht wachsende Kriechweide eine Rolle spielt. Zur nassen Jahreszeit steht Wasser in großen Lachen offen da. Der Wind hat augenscheinlich zwischen den Rücken allen Sand im Laufe der Zeit bis auf den Grundwasserspiegel hinab entfernt, jetzt ist alles derart durchfeuchtet, daß er keine Angriffspunkte mehr findet; der Boden dieser Senken ist also eine Abtragungsfläche.

In dieses System von Rücken und Senken drängen sich von Westen her Sandhaufen, die durch ihre hellere Farbe und charakteristische Helmvegetation verraten, daß sie jünger sind. Wir sehen sie an der ganzen Westküste von Sylt. Ersteigen wir einen dieser gegen das Land hin scharf abgesetzten Sandhaufen, so blicken wir nach Westen in eine tiefe, vegetationslose Mulde hinab, aus der bei Wind und Trockenheit der Sand auf unsere Höhe gejagt wird, wo er zwischen den Psamma-Halmen niederfällt. Die Mulde ist in westöstlicher Richtung gestreckt. An ihrem Boden findet der sondierende Stock meist in geringer Tiefe feuchten Sand oder sogar das Grundwasser selbst. An den Seiten der Mulde steigen die Wände steil an, die Sandstrukturen werden sichtbar. Am oberen Rande hängt die Vegetationsdecke, vom Wind unterwühlt, oft in Lappen herab. Der Sand fliegt mit wechselnden Windrichtungen hier und da über den Rand hinüber, wo er in steilgeböschten Haufen niederfällt. Augenscheinlich ist diese ganze Form ein Jugendstadium der besprochenen älteren Dünen.

Nach Westen hin enden die Dünen von Sylt an einem schmalen Strand mit einem steilen Hang, der sich namentlich deutlich an das Rote Kliff im Norden anschließt. Am Hang tritt die Lagerung der Sandschichten deutlich zutage; nur hier und da ist sie durch losen Sand verdeckt, der vom Strande herbeigeblasen ist. Reste von Pflanzen sitzen dem Hang auf, ihre entblößten Wurzeln flattern frei im Winde. In Stücken und Schollen ist die Vegetationsschicht von oben heruntergebrochen und hängt hier und da in halber Höhe. Nach alledem erscheint uns der Hang als eine Zerstörungsfläche. Die Beobachtung zeigt weiter, daß, je schärfer der Hang ausgeprägt ist, desto höher, heller und schärfer die landwärts liegenden Sandhaufen ausgebildet sind. Sie sind augenscheinlich die jüngsten Dünen, die wir auf Sylt finden können.

Fassen wir nach dieser Wanderung von den ältesten zu den jüngsten Dünen die bisherigen Beobachtungen und rein beschreibenden Angaben zusammen, um zu einem Erklärungsversuch zu kommen.

Der zuletzt beschriebene Hang zeigt alle Merkmale eines Kliff. Er erhebt sich steil über einem Vorstrand, seine Fläche ist eine Zerstörungsfläche, er läuft dem Ufer parallel. Für die Dünenbildung bedeutet ein solches Kliff einen durch die Brandung dauernd vegetationslos gehaltenen Sandstreifen, von dem der Wind jedes lose Korn fortzublasen vermag.

Das Kliff schneidet in Sylt Sandrücken und Senken ab, sein oberer Rand ist daher in vertikalem Sinn gewellt. Zwischen niedrigen und daher feuchten Senken erheben sich im Anschnitt dreieckförmig die hohen und daher trockenen Rücken, die bereits beschrieben wurden. In ihrer Mitte bietet sich dem Wind eine vegetationsfreie Angriffsfläche, er erfaßt den Sand und bläst ihn landwärts, wo derselbe alsbald in Windschatten gerät und herunterfällt, da der Wind zunächst noch ein Stück der Klifffläche folgend in die Höhe geht. Wenn das Spiel eine Zeitlang gedauert hat, hat der Wind sich eine rundliche Mulde ausgetieft, in deren Rückwand die verschüttete Vegetationsschicht des Rückens im Anschnitt erscheint, wenn sie nicht durch den im Inneren der Mulde hinaufgewehten lockeren Sand verschüttet ist.

Der aus der Windmulde hinausgewehte Sand wird alsbald von Psamma durchwachsen; die auf dem alten Rücken kümmerlich nur gedeihenden Pflanzen dieses Grases erhalten durch den Sandflug wieder das Optimum ihrer Lebensbedingungen und wachsen kräftig in die Höhe. Es entwickelt sich an ihnen ein Sandhaufen, der an Volumen der aus der Windmulde entfernten Sandmenge entspricht, abzüglich der ganz verwehten Körner. Diese Sandhaufen hat Cholnoky[1]) „Garmaden", Sing.

[1]) E. von Cholnoky: Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. Földtani Közlöny 1902. 123.

„Garmada“ zu nennen vorgeschlagen, welches Wort wir im Deutschen mit „Haldendüne“ treffend wiedergeben können.

Windmulde und Haldendüne sind die Grundbestandteile der Dünen, die dem Roten Kliff zwischen Westerland und Kampen aufsitzen.

Die Beobachtung von Formen und Vegetation zeigte bereits, daß die äußeren Kampener Dünen Jugendstadien der älteren, inneren und der von Lister Land sind. In der Tat läßt sich ihre Entwicklung aus der Windmulde und der Haldendüne lückenlos verfolgen. Die von Westen herkommenden Winde bemühen sich, die Windmulden in ihrer Richtung zu verlängern, sie in „Windgräben“ zu verwandeln. Sie schieben also den Garmada nach Osten hin vor sich her. Aus dem flachen Sandhaufen wird ein Hügel, der auf der Windseite flach, auf der Luvseite steil geböscht ist. Hierhin wird der Sand geschoben und fällt im Windschatten nieder, dabei den Böschungswinkel von 30° ungefähr erreichend. Weiß schimmert überall der lockere Sand zwischen den Dünengräsern hindurch.

Die Windmulde selbst wächst nach allen Seiten. Aber ihr sind Grenzen gesetzt. Nach unten hin erreicht der Wind alsbald den Grundwasserspiegel, womit seine Wirkung aufhört. Wie lang der Windgraben auch gestreckt werden möge, sein Boden wird in der Längsrichtung immer annähernd gleich hoch liegen und in geringer Tiefe unter ihm findet sich immer Wasser.

Ist somit das Wachstum nach der Tiefe beschränkt, so gilt ähnliches auch für die Ausdehnung nach der Seite. Die Seitenwände des Grabens liegen z. T. im Windschatten. Andere als die der Längsrichtung genau folgenden Winde werfen den Sand nach den Seiten hinaus, auch Windwirbel bewirken solches. Es vollzieht sich mitunter eine birnförmige Erweiterung, wie sie jütische Dünen beobachten lassen. Aber im ganzen liegen diese Stellen doch geschützt und können deshalb leicht von der Vegetation erobert und festgehalten werden. Während also die Rückwand der Windmulde sich in der Richtung der vorherrschenden Winde verschiebt, bleiben die Seitenwände im wesentlichen stehen. Ihre Form ist die in der Windrichtung gestreckter Rücken. Die Innenseite der Rücken ist eine Zerstörungsfläche und nach dem Inneren der Windmulde zu immer weniger bewachsen, zuletzt kahl, die Lagerung des Sandes wird sichtbar; die Neigung der Innenseite ist demnach groß. Die Außenseite ist ursprünglich die Außenseite des älteren Rückens, der vom Kliff angeschnitten wurde. Diese Fläche wird aber bald von dem nach außen gewehten Sand überschüttet. Derselbe gerät in Windschatten und häuft sich in Neigungen an, die dem natürlichen Böschungswinkel des Sandes entsprechen. Eine weitere Zusteilung erfährt der Hang dadurch, daß der Wind gelegentlich

an ihm entlang fährt und abträgt. Da somit der Außenhang gelegentlich, der Innenhang immer eine Zerstörungsfläche ist, schneiden sie sich in einer scharfen Kante. Der ganze Rücken hat daher einen dreieckigen Querschnitt.

Die ganze Form besteht nach längerer Zeit (Taf. V, Bild 1) aus einem flachen, feuchten, in der vorherrschenden Windrichtung lang gestreckten Boden, einer vegetationslosen Windmulde an seinem Ende, über die sich landwärts die Haldendüne erhebt, und zwei Armen, die ein wenig zur Küste hin divergierend, auf Sylt senkrecht zum Uferverlauf streichen.

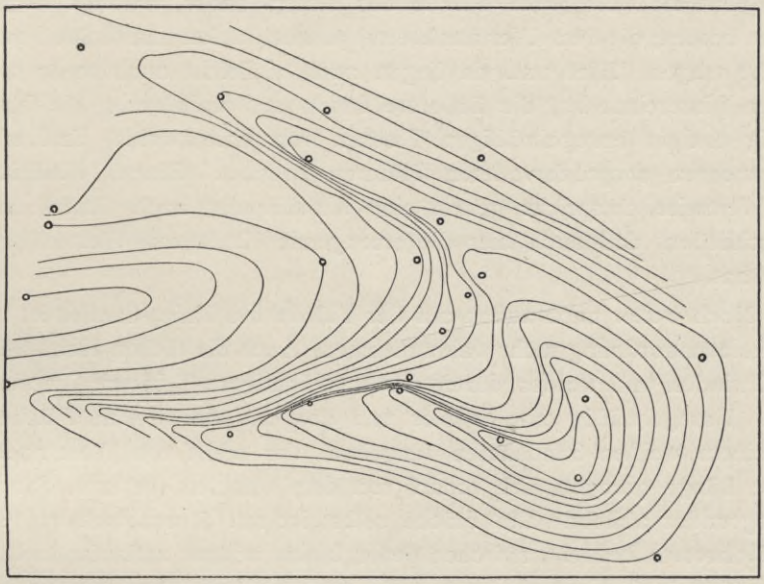


Abb. 16. — Skizze einer Haldendüne und Windmulde auf Sylt südl. von Westerland nach eig. Aufnahme mit Bandmaß, Kompaß und Klinometer. Formlinien in 1 m Abstand; die Kreise bezeichnen die gemessenen Punkte, die links am tiefsten liegen. — 1 : 2000.

Jeder Blick auf die Karte der Taf. VII bestätigt diesen Satz, überall finden wir die abgeleiteten Formen in der Wirklichkeit vor. Ein besonders schönes Beispiel stellt nach meinen Aufnahmen Abb. 16 dar.

Indessen treten doch noch einige Gebilde auf, die in die bisherige Darlegung nicht recht hineinpassen. Die Untersuchungen müssen daher weiter gehen, und es gilt nunmehr die entwickelten Elemente der Dünenformen, Windmulde und Haldendüne im Auge behaltend, ausgedehntere Küstenstrecken darauf hin zu prüfen, ob auch ihre Dünengestalten sich auf diese Elemente zurückführen lassen, ob sich somit die für Sylt gültigen Sätze ins allgemeine erweitern lassen oder sich noch andere Grundformen ergeben, die diese Abweichungen erklären.

Wir gehen nach Amrum, der im Süden gelegenen Nachbarinsel von Sylt.

Durchwandert man Amrum von Osten nach Westen hin, so findet man im Inneren eine 17 bis 18 m hoch gelegene Heidefläche, über die sich im Westen noch um etwa 10 m ein Kranz dunkler Dünen erhebt. In unregelmäßig kuppigen Formen steigen sie auf, zwischen ihnen ist in den langen Windbahnen immer noch der Boden der Geestinsel zu sehen, bis er dann in einem nach Westen gekehrten Steilhang aufhört. Hier ist das Aussehen der Dünen schon frischer, die Vegetation dürftig, der Sand beweglich, rundliche Windmulden sind nach Westen hin offen. Vor uns dehnt sich die weite Fläche des Kniep-Sandes, anfangs noch mit Dünen besetzt, die dem Ufer annähernd parallel laufen und dichte Psamma-Büsche tragen. Hier und da liegen zwei, vielleicht auch mehr solcher Reihen hintereinander, die äußerste frisch und wallförmig, die innerste kuppig und in unregelmäßigen Flecken von Kriechweide, Krähenbeere und anderen anspruchsvolleren Pflanzen bedeckt. Einem Windriß auf der Westseite entspricht genau eine Ausstülpung nach Osten, woraus wir schließen, daß auch hier die erzeugende Kraft von Westen her gewirkt hat.

Noch weiter nach außen auf der Fläche des Kniep-Sandes ist nichts von Reihenanordnung mehr wahrzunehmen. Auch die dicken Helm-Büschel verschwinden und werden durch das schmächtigere Triticum junceum ersetzt. Unregelmäßig tritt es hier und dort auf der weiten Fläche auf, von einem weißen Sandhaufen umgeben, der meist von West nach Ost in die Länge gezogen sich scharf von dem dunklen feuchten Sand des Untergrundes abhebt. Die Fläche selbst ist mit Muschelschalen, Tang- und Holzresten bedeckt, zwischen denen kleine westost verlaufende Gräben mit Simsen und Kanten liegen, alles auch bei schönem Wetter feucht. Wir schließen daraus, daß die große Fläche des Kniep-Sandes wenigstens zeitweise eine Abtragungsfläche ist und dann reiches Sandmaterial zum Dünenbau liefert. Wer bei schönem Wetter und heftigem Wind über den Kniep-Sand wandert, sieht den Sand in dichten Schauern über die Fläche hinjagen. Seine Hauptquelle, wo das Sandtreiben beginnt, ist die Zone zwischen Hoch- und Niederwasserstand, wie eine Wanderung bis ans Ufer lehrt, weil dort die hemmenden Tonbestandteile dauernd ausgewaschen werden.

Versuchen wir jetzt, von hier ausgehend, die beobachteten Erscheinungen zu erklären. Es handelt sich bei den zuletzt gesehenen Formen augenscheinlich um die Anfangsstadien der Dünenbildung an Küsten überhaupt. Es stehen zwei Theorien zur Diskussion,[1]) denen beiden gemein-

[1]) Ich sehe von der erledigten Bauthillier de Beaumont'schen Theorie ab. („Sur les formations des dunes et leur importance comme facies géologique et géographique." Arch. sc. ph. nat. Genéve. XVI. 1886. 383. Endgültig widerlegt von Zobrist: Les dunes; réfutation des théories de M. B. de B. Neuchatel 1888.)

sam ist, daß sie ein Hindernis als den Ansatzpunkt der Düne annehmen; dieses kann 1. ein organisches (Pflanze) 2. ein anorganisches (Steine, Baumstämme usw.) sein.

Wir können zwei Methoden anwenden, um zu einer Prüfung dieser Theorien zu gelangen. Es ist einmal möglich, die Dünenbildung von Anbeginn an zu verfolgen. Aber nicht überall; an vielen Dünenküsten finden sich jetzt keine Neubildungen. Wir müssen daher zweitens auch die jetzigen Formen prüfen, auf welchen Ausgangspunkt sie zu deuten scheinen. Die eben beschriebene Stelle in Amrum erlaubt augenscheinlich den ersteren Weg, den wir daher einschlagen.

Wie schon dargelegt, trocknet während der Ebbe der von der Flut herbeigebrachte Sand bei Sonnenschein und kräftigem Winde so rasch, daß er bald zu fliegen beginnt. Streicht der Wind durch ein Pflanzenbüschel von Triticum junceum, wie sie regellos verteilt auf dem Kniep-Sand stehen, so verliert er an Kraft, der Sand fällt wenigstens z. T. aus und setzt sich im Windschatten ab. Der geschützte Raum hat ungefähr die Gestalt eines der Höhe nach halb durchschnittenen Kegels, dessen Spitze von der Pflanze weg auf der Erde liegt. Dementsprechend setzt sich der Sand in einer Form ab, die man am besten mit einer Zunge vergleicht. Da sie sich über die umgebende Sandfläche deutlich erhebt, ist die Bezeichnung „Zungenhügel" sehr passend.

Wechselt der Wind, so bleibt ein Teil der zuerst gebildeten Zunge liegen, da er von unten her durchfeuchtet und dadurch befestigt wird. Warming (62 Fig. 16) bildet einen solchen Sandhaufen mit zwei Zungenhügeln ab. Mit der Ansammlung des Sandes wächst auch die Pflanze höher und dichter; binnen kurzem gehen aus den Zungenhügeln die „Embryonaldünen" hervor, unregelmäßig gestaltete Anhäufungen von Sand, mit Triticum besetzt. Da die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu-, die Transportkraft aber abnimmt, so wachsen sie so lange, bis sie in eine Höhe aufragen, in der die Erosionskraft des Windes über die Zufuhr neuen Sandes obsiegt. Von da an ist nur noch ein Breitenwachstum möglich, das in Zungenhügeln wesentlich vor sich geht.

Die inneren Dünen Amrums sind aber durchweg nicht nur höher als die Embryonaldünen des Kniep-Sandes, sondern auch mit anderer Vegetation besetzt, das Wachstum ist also durch deren Auftreten bedingt.

Wie Reinke (40 bis 43) vor allem klar gemacht hat, ist der Helm, Psamma arenaria, die Pflanze, auf der die Weiterentwicklung in Amrum beruht. Der Helm verträgt keine Überflutung mit Salzwasser, liebt auch salzhaltigen Boden nicht, er ist kein Halophyt, sondern Psammophyt. Sind die Embryonaldünen also bis zu ihrer Maximalhöhe herangewachsen, sie somit einer gelegentlichen Überspülung entrückt, ihr

Sand durch den Regen ausgewaschen, so siedelt sich Psamma auf ihnen an. Da dieses Gras aber viel kräftiger und zum Sandfang geeigneter ist als Triticum, so vermag die Düne weiter zu wachsen.

Das Vordringen von Psamma erfolgt, da die Pflanze kein Salz und keine Überspülung durch Seewasser verträgt, naturgemäß in einer Linie, die der äußersten Grenze der Wellenwirkung und damit dem Ufer annähernd parallel ist. Während die Triticum-Dünen regellos verteilt sich da entwickeln, wo eine Pflanze sich angesiedelt hat, ist also bei den Psammadünen eine Anordnung in einer Reihe gleichlaufend mit dem Ufer zu erkennen.

Da die Sandfläche, auf der die Dünenbildung hier stattfindet, sehr breit ist und durch Anschwemmung als sandige Strandwallebene dauernd wächst, so wird nach längerer Zeit Psamma entsprechend weiter vorgerückt sein. Dies Vordringen geht immer sprungweise vor sich, einmal hier, einmal dort wird eine herangereifte Triticum-Düne vom Helm erobert. Ist eine ganze Reihe solcher vor dem älteren Wall besetzt, so hemmt sie den Sandflug nach hinten. Der ältere Wall bleibt also in seiner Entwicklung langsam stehen, während sich bis zum neueren hin eine Senke erhält, deren Breite von dem Abstand der besiedelten Triticum-Dünen von dem älteren Wall abhängt. In dieser Senke ist anfangs der Boden noch mit Salzwasser getränkt, weshalb sich hier Psamma nicht ansiedeln kann. Dann gelangt nur wenig Sand in sie hinein, er wird vorher abgefangen, sie erhält sich also.

Wir bezeichnen den durch Zusammenschluß der Psammadünen entstandenen Wall als „Vordüne“ und sprechen von einem „Vordünen-System“, wenn mehrere Reihen von Wällen und Senken hintereinander liegen.

Sobald zwei Wälle hintereinander liegen, schützt der vordere den hinteren und fängt ihm den Sand ab. Dessen Höhenwachstum ist also nicht davon abhängig, daß er in die Zone aufragt, in der Zerstörung die Zufuhr überwiegt, sondern von der Schnelligkeit des Wachstums der nächst jüngeren Vordüne. Wächst diese rasch, so kann das Höhenwachstum der hinteren lange vor Erreichung der an sich möglichen Höhe zum Stehen kommen. Bei unveränderten Bedingungen sind also alle Wälle eines und desselben Dünensystems annähernd gleich hoch, ein höherer oder niederer dazwischen verrät mit Sicherheit einen Wechsel in den Vorbedingungen der Dünenbildung der betreffenden Küste, Gruppen verschieden hoher Vordünen verraten längere Schwankungen.

Alle weiteren Umbildungen an der Vordüne gehen aus wenigstens teilweiser Zerstörung derselben hervor, es beginnt eine neue Formenreihe.

Darum können wir hier abbrechen und uns den durch anorganische Hindernisse geschaffenen Dünen zuwenden.

Da muß zuerst hervorgehoben werden, daß es auf Amrum überhaupt keine pflanzenlosen Dünen gibt, daß also in jedem Fall eine Besiedlung der an anorganischen Hindernissen gebildeten Dünen stattgefunden hat. Es ist leicht einzusehen, wie das Aussehen der Dünen sein muß, die sich ohne Pflanzen gebildet haben und später besiedelt worden sind. Entweder sind die Pflanzen schon früh auf den Sandhaufen gekommen und dann sind gar keine Unterschiede später wahrzunehmen. Oder wenn die vegetationslose Düne bereits einen größeren Umfang und Höhe erreicht hat und wird dann von Pflanzen besiedelt, so muß sie sich starke Zerstörungen gefallen lassen. Denn sowie einige Pflanzenbüschel aufwachsen, dienen sie selbst zum Ansatz von Zungenhügeln. Der in den Zwischenräumen zwischen ihnen zusammengedrängte, daher kräftiger gewordene Wind höhlt dort andererseits lange Windgräben aus. Für diese Dünen bedeutet also der Beginn der Besiedlung durch die Pflanzen zugleich den Beginn der Zerstörung und die so vollständig mit Vegetation überzogenen Dünen von Amrum müßten viel stärkere Zerstörungsformen aufweisen, als sie es tun, wenn sie sich an anorganischen Hindernissen gebildet hätten.

An sich erscheint es durchaus möglich, daß beispielsweise jede Embryonaldüne als solche dem Wind ein Hindernis bietet, so daß er an ihr Sand ablagert. Es fehlen aber noch genauere Beobachtungen darüber und so kann ich hier wohl sagen, daß eine Dünenbildung an anorganischem Hindernis für das Wachstum der Vordünen nur unwesentlich in Betracht kommt. Die Vordünen von Amrum sind aus an Vegetationshindernissen entstandenen Sandhaufen hervorgegangen. Sie sind die Endform des Aufbaues.[1])

Die weitere Umbildung wird in ihren Formen erstens von der Vegetation bestimmt, zweitens von dem vorherrschenden Wind. Da derselbe unserem Ausgangsfall zufolge von dem Meer her weht, so ist seine Wirksamkeit von vorne herein dadurch sehr beschränkt, daß die nächstjüngere Vordüne einen Windschutz darstellt, der recht erheblich ist, wie jede Wanderung in solchem Terrain beweist.

Die Umbildungen werden also überhaupt nicht erheblich sein, sie werden noch mehr durch die Vegetation beschränkt. Mit ihr gehen eine Reihe Umwandlungen vor: der Helm steht auf den älteren Vordünen nicht mehr im freien Sandflug, er beginnt daher zu kümmern. Der Wegfall des Sandtreibens, der Windschutz und die Umsetzungen in dem nun schon

---

[1]) Auf der Insel Trieschen ist diese Entwicklung genau verfolgt worden. Vgl. L. Müllenhoff: Küstenänderungen in Süderdithmarschen im 19. Jahrhundert. Pet. Mitt. 1905. Taf. 7. (Text von R. Hansen 73.)

älteren Sandboden erlauben andererseits anspruchsvolleren Gewächsen das Fortkommen. Haidekraut, Krähenbeere, auch Kriechweide treten auf. Aber zunächst nur in Vorposten, wo hierhin, dahin ein Same gelangt und Wurzel faßt. Zwischen den Flecken dieser Gewächse aber, die den Sand fest binden, stirbt der Helm ab, es entstehen nahezu Kahlstellen und damit Angriffsflächen für den Wind.[1]) Es kommt zu uns geläufigen Vorgängen: ein Windriß wird ausgehöhlt, der sich zur Windmulde oder dem Windgraben erweitert und aus dem landwärts die Haldendüne herauswächst, in der der Helm wieder üppig gedeiht. Aber wie schon betont, die Windkraft ist gering und die Vegetation hier kräftig. Es bedarf längerer Zeit, ehe der wallartige Charakter der Vordüne verloren geht. Überzieht höhere Vegetation sie, so bleibt er überhaupt erhalten. Wenn nicht, so muß die Endform eine kuppige Landschaft mit regelloser Anordnung von hoch und tief sein. Die Höhen sind entweder stehen gebliebene Stücke der ursprünglichen Wälle, dann also wenigstens auf zwei Seiten von Zerstörungsflächen umgeben, oder es sind Garmaden. In ersterem Fall bezeichnen wir sie als „Kupsten", die wir als vegetations-gekrönte, von Wundflächen begrenzte Sandhaufen definieren. Es ist klar, daß auch eine Haldendüne in die Kupsten übergehen kann. Die Höhen erheben sich nicht oder nicht wesentlich über das Niveau der Vordünenwälle, wie aus ihrer Entstehung hervorgeht. Die Senken sind Windrisse in den mannigfachsten Gestalten, im Maximum bis auf den Grundwasserspiegel vertieft.

Wir bezeichnen diese Form als „aufgelöste Vordünen-Landschaft".

Nachdem wir somit die Entwicklung der Embryonaldünen des Kniepsandes bis zu einem Stadium verfolgt haben, in dem weitere Umbildungen nur durch Angriffe des Meeres oder eine Vernichtung der Vegetation möglich sind, gilt es den Tatsachenschatz durch Beobachtung zu erweitern, um zu erkennen, wie weit diese unter den besonderen Bedingungen von Amrum theoretisch abgeleiteten Formen mit der Wirklichkeit übereinstimmen.

Wie vor Amrum der Kniepsand, so liegen vor Röm[2]) der Haffsand und nördlich der Juvresand, als ausgedehnte, nur bei höchster Flut unter Wasser liegende Sandflächen. In ganz genau der gleichen Weise, wie es für Amrum dargestellt ist, entstehen auf ihnen die Embryonaldünen mit Hilfe von Triticum, um sich in der Gegend des Seebades Lakolk zu einer 5 m hohen Vordüne zusammenzuschließen, die mit Helm bestanden ist. In 500 bis 1000 m Entfernung von dem Hauptkörper der Insel umsäumt

---

[1]) Vgl. das Bild älterer Vordünen von Skagen bei E. Warming: Exkursionen til Skagen i Juli 1896. Botanisk Tidsskr. 21. 1897. 59. Taf. 1.

[2]) E. Moritz: Die Nordseeinsel Röm. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 19. 1903. 2. — Die Insel Röm. Veröff. Inst. f. Meereskde. 14. Berlin 1909. Karte 1 : 20000.

diese Vordüne die ganze Westseite, nur im Südwesten von künstlichen Eingriffen verändert.

Die ganze Vordüne hat sich seit den 50er Jahren des 19. Jahrhunderts gebildet, der Gaas Hale genannte, etwa 3 km nördlich von Lakolk gelegene Teil ist erst seit etwa 12 Jahren zu seiner jetzigen Höhe von nahezu 5 m herangewachsen, wie Moritz[1]) angibt.

Im Inneren von Röm sind die Dünen durch den Eingriff des Menschen schon so stark verändert, daß ihre ursprünglichen Formen ganz verwischt sind. Wir wenden uns daher einer Betrachtung von Fanö zu.

Die Insel Fanö[2]) (dänische Meßtischblätter A E 4 Skalling Ende; Z 4 Esbjerg; A E 3 Del af Fanö; Z 3 Nordby; Z 2 Sönderho) ist von Röm nur durch Größe und wesentlich stärkere Dünenentwicklung unterschieden. Im Norden schließen sich auch ihr ausgedehnte Sande an, Sören Jessens Sand u. a., auf denen sich alle Stadien der jugendlichen Dünen beobachten lassen. Nach innen hin ordnen sich diese Neubildungen zu Wällen sehr reiner Form. Etwa von der Gegend des Wachtberges aus nach Norden hin strahlen drei solcher Wälle aus, um dann allmählich dem Umriß der Insel folgend nach Osten umzubiegen. Die Wälle sind 10 bis 15 m hoch, die z. T. feuchten Senken zwischen ihnen erreichen meist etwa 3 m über dem Meeresspiegel. Die Vegetation nimmt von außen nach innen an Alter zu.

Ähnlich wie hier beschrieben ist die Ausbildung der jüngeren Dünen nach Süden hin bis in die Gegend von Sönderho; der jüngste Wall ist sehr niedrig noch, der ältere bereits hoch und gealtert, der Zustand anders als ihn das von 1870 stammende Meßtischblatt angibt, die Insel ist auch hier seewärts gewachsen.

Die deckende Vegetation ist auf Fanö im allgemeinen recht dicht. Trotzdem sind Windrisse mit den anschließenden Haldendünen, welche die Wälle zu zerstören beginnen, beobachtbar. So auf dem Meßtischblatt Sönderho, wo außer der jüngsten noch nicht dargestellten Vordüne nur noch die nächst ältere einigermaßen geschlossen ist, während weiter nach Osten ein Streifen unregelmäßiger Zerstörungs- und Aufbauformen folgt, ehe die großen nach Westen offenen Bogen auftreten, die für das Innere so bezeichnend sind. Der gleiche Auflösungsprozeß hat sich bei dem drittinneren Wall im Norden streckenweise auch bereits vollzogen.

In den hier betrachteten Fällen des Nordseegebietes handelt es sich um gegen das Meer hin durch Anschwemmung wachsende Küsten. Aus dem Ostseegebiet seien als entsprechende Beispiele der Darß und die

---

[1]) E. Moritz: Das Seebad Lakolk und seine Dünen. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. 23. 1908. 355.

[2]) E. Warming: Ekskursionen til Fanö og Blaavand. Botanisk Tidsskr. 19. 1894.

Dünen der Swinepforte angeführt. Hier liegen mehrere solcher Wälle hintereinander, die sich der Entstehung der Küste entsprechend auf den nacheinander angelagerten Strandwällen bildeten (vgl. das Profil auf Abb. 17). Die Wallform ist wenig gestört, die Regelmäßigkeit oft erstaunlich. Den inneren Bau der Wälle konnte ich nur in einem Fall beobachten, nämlich in einem frischen Aufschluß am Bahnhof Swinemünde. In der Mitte des Walles lag der wohlgeschichtete Sand horizontal und fiel nach Süden hin mit etwa 8° ein, der nördliche Flügel war verstürzt. Der ganze Aufschluß war 1 m hoch und 10 m breit; der Sand von wechselndem Korn, oben ganz wenig durch Ortsteinbildung verkittet.

Über die Bildungsgeschichte dieser Anschwemmungen macht Solger (15) nähere Mitteilungen, auf die hier verwiesen werden kann.

Die Grundformen der Dünen an Küsten sind in dieser Untersuchung dargestellt. Sie sind einmal die aufgebauten Formen der Reihe: Zungenhügel — Embryonaldüne — Vordüne, zweitens die in Zerstörung begriffenen der Reihe: Windmulde — Haldendüne — Kupste. Der Aufbau führt zu Formen parallel der Küste, die Zerstörung zu Formen parallel der vorherrschenden Windrichtung.

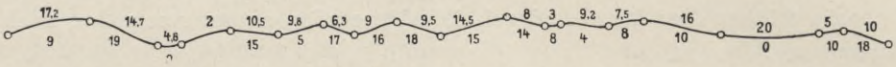


Abb. 17. — Profil über ein Vordünensystem der Swinepforte bei Bahnhof Pritter. Längsrichtung ONO; am l. Ende S. Zahlen über der Profillinie sind m, unter ihr Grade. Wo oben 2 steht, ist eine Lücke. — 1 : 1600.

Daneben treten dann noch Formen auf, die, weil gänzlich vegetationslos, ihre Verwandten in Wüsten haben. Es ist wiederholt beobachtet worden, wie noch näher auszuführen sein wird, daß am Ufer oder auf dem Rücken größerer Dünen von Stürmen Sandhügel gebildet wurden, die durchaus im kleinen dem Barchantypus der Wüstendünen glichen, wie ihn Cholnoky an der genannten Stelle genauer beschrieben hat. Der Barchan wendet dem Wind seine gewölbte Rückseite zu und besitzt eine kraterähnliche Einstülpung auf der dem Winde abgewandten Seite, die von Sichelarmen umgeben wird. Im Verhältnis zu dem Gesamtkörper ist diese Einstülpung nur von geringer Größe.

Die Grundformen treten in so mannigfaltiger Weise miteinander zusammen, daß die Deutung jeder einzelnen Dünengestalt ein aussichtsloses Unterfangen erscheint, wenigstens unter unseren Himmelsstrichen, wo die Winde so sehr wechseln. Es lassen sich aber einzelne Typen, die meist regional umgrenzt sind, ausscheiden und dann versuchsweise mit der Eigenart und den Entwicklungsstadien der zugehörigen Küste verbinden. Dieser Untersuchung sind die nächsten Abschnitte gewidmet.

5. Die Typen der Küstendünen.

Die Vordüne ist ihrer Bildungsweise entsprechend immer mehr oder minder mit Vegetation bedeckt. Die Beobachtung lehrt, daß dieselbe an allen europäischen Küsten alsbald so stark wird, daß sie die Dünen völlig gegen irgendwie erhebliche Veränderungen durch den Wind schützt. Die Pflanzen, welche an der Nordsee Psamma zuerst verdrängen, sind die Kriechweide (Salix repens), die Krähenbeere (Empetrum nigrum) und das

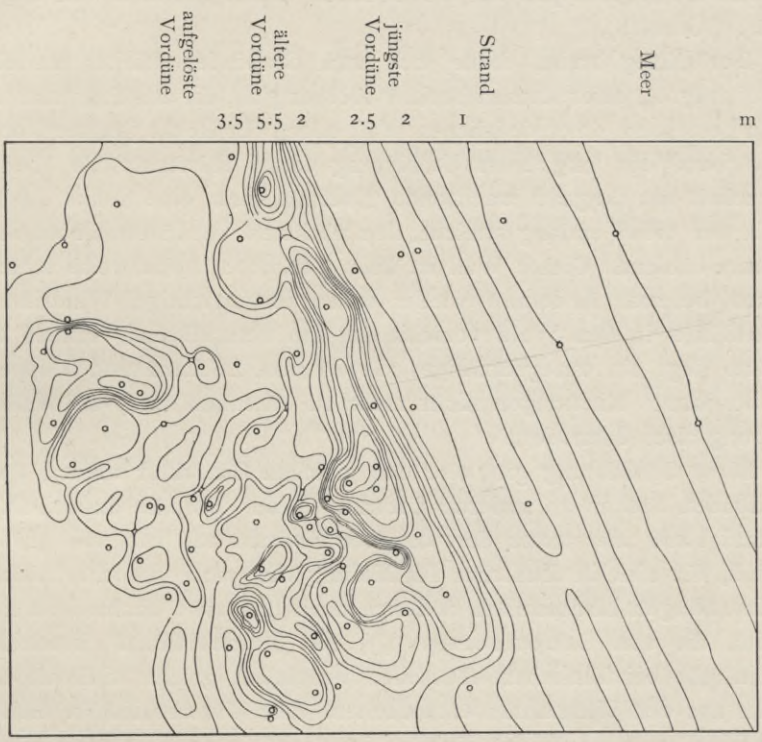


Abb. 18. — Aufgelöste Vordünenlandschaft nördl. Binz nach eig. Aufnahme [1]). Die Kreise bezeichnen die gemessenen Punkte; r. oben ist das Meer, die beiden Punkte an ihm sind die Basispunkte der Höhenbestimmung. — 1 : 2000. Äquidistanz 0.5 m.

Haidekraut (Calluna vulgaris). Schon sie genügen zur Deckung, es tritt aber später und an geschützteren Stellen auch Strauch- und Baumvegetation

[1]) Zur Methode der Aufnahme sei hier angeführt, daß sie tachymetrisch mit dem erwähnten kleinen Theodoliten von Doergens geschah. Herr Dr. Seelheim bediente das Instrument, ich selbst wanderte mit der Latte umher und nahm ein Handkroki der Umgebung eines jeden Lattenfußpunktes in Formlinien auf. Die einzelnen Stationen des Theodoliten wurden durch einen Polygonzug miteinander verbunden. Natürlich kann man auch einen Arbeiter als Lattenträger verwenden, aber in solchem Gelände wie dem hier vorliegenden ist von dem Stationspunkt des Instrumentes aus nicht das ganze zur Bearbeitung kommende Stück einzusehen. Die zur Konstruktion unbedingt erforderliche Formlinienskizze muß dann viel schlechter ausfallen, als wenn ein geschulter Beobachter selbst überall umhergeht.

auf, wobei unter ersterer der Stranddorn (Hippophaë rhamnoides), unter letzterer die Strandkiefer (Pinus maritima) zu nennen sind.

Diese Decke verleiht einem Vordünensystem eine relativ große Unverletzlichkeit und damit Beständigkeit der Form. Es ist daher zulässig, Dünengruppen dieser Art als einen besonderen Typus auszuscheiden. Ich nenne ihn den „südbaltischen", weil er an den Küsten der südlichen Ostsee so sehr weit verbreitet ist. Als besonders bezeichnendes, wenn auch räumlich kleines Beispiel sei die Schmale Heide nördlich von Binz angeführt (Abb. 18).

Der mäßig breite, ebene, nur nach Ostwinden stärker modellierte Strand steigt zu einer flachen breiten Wölbung an, die aus Psammazungenhügeln bestehend, einen deutlichen Wall bildet. Es ist die jüngste Vordüne, entsprechend der langsamen Umbildung dieser Küstenstrecke überhaupt auch selbst nur langsam wachsend. Dahinter zieht eine Senke dahin, in der oft der Wind entlang streicht, den nächsten Vordünenwall angreifend und unterhöhlend. Dieser Wall ist über 3 m hoch, stellenweise schon mit Bäumen besetzt. Anderswo wieder teilen ihn mächtige Windrisse, die Haldendünen in den Wald vorschieben, ihn verschüttend. Hinter dieser Vordüne liegt ein unregelmäßiges Gewirr von Löchern und Kuppen, in dem bestimmte Richtungen nicht mehr zu erkennen sind, da Wald und Schonung alles überziehen.

Diese Schilderung gibt also den gleichen Charakter wieder, den die betreffenden Stellen an anderen Ufern z. B. der Nordsee aufweisen. Auf Sylt und Fanö aber treten dort daneben Formen auf, von weit größerem Ausmaß, die sich in ähnlicher Ausbildung die ganze jütische Westküste bis Kap Skagen hinaufziehen und sich auch anderswo nachweisen lassen. Es sind die von Steenstrup (53) als „Parabeldünen" bezeichneten Formen, die bei ähnlichem Aussehen wesentlich größer sind als die in obigem aus der Windmulde entwickelten. Der Unterschied ist nicht nur ein gradueller, sondern der Habitus ist auch ein anderer. Ich wähle zu näherer Betrachtung eines der von Steenstrup selbst gebrauchten Beispiele (Taf. IX), die Dünen östlich von Torupstrand bis zum Landkern von Kollerup hin (dänische Meßtischblätter R 28 Klim; Q 28 Kollerup; Steenstrup Abb. 2). Es handelt sich um ein Stück des Südufers der Jammer-Bucht; im Bolbjerg und Stenbjerg der Landschaft Svinklöv treten aus diluvialen Schichten aufgebaute Höhen in die Uferlinie. Mit noch scharfen früheren Kliffen versehen ziehen diese letzteren Höhen nach Süden, während sich das jetzige Ufer in Gestalt einer sandigen Nehrung ziemlich rein nach Westen hin anhängt. Da im Süden erst einige Kilometer vom Ufer Landkerne, der Klimbjerg u. a., auftreten, entsteht ein freier Raum, auf dem etwa ein Dutzend große Parabeldünen liegen, deren

mittlere Längsrichtung etwa W. zu N. bis W. N. W. ist, so daß ihre Arme einen kleinen Winkel mit dem jetzigen Ufer bilden.

Auch die südlichen Landkerne sind mit Kliffen versehen; sie schließen zwischen sich mit Haken frühere, jetzt vermoorte Haffe und Buchten ein. Die Fläche, aus der die Dünen sich erheben, ist eine Heide, teils trocken, teils feucht. Sie liegt im Westen 6 bis 7 m hoch, steigt gegen Osten bis zu etwa 12 bis 13 m an. Die Dünen selbst erreichen 23, 24 m höchstens an absoluter Höhe, relativ werden sie etwa 15 m hoch. Ihre Länge beträgt über 1,5 km, ihre Breite zwischen 400 und 900 m etwa. Bei fast allen ist der Mittelkörper am Scheitel der Parabel etwa doppelt so breit als jeder der Arme.

Der auffällige Zug nun in der Verteilung dieser Parabeln ist, daß sie sämtlich nicht am Ufer ansetzen, sondern im Lande gewissermaßen wurzellos beginnen. Woraus haben sie sich entwickelt, ehe sie in der jetzt angenommenen Form erstarrten?

Wenn daran festgehalten wird, daß die von Westen kommenden vorherrschenden Winde den Dünen diese langgestreckte Form gegeben haben, so muß die Urdüne also da gelegen haben, wo die Arme der Parabel beginnen. Sie muß weiter ungefähr senkrecht zum Winde gelegen haben, wenn die Parabelarme gleiche Länge haben. Im vorliegenden Fall ist im allgemeinen der nördliche Arm der kürzere, die Längsachse der Urdüne lag also zeitweise etwa NO. oder NNO. Diese Urdüne war in dem Stadium auch schon einige Kilometer vom Ufer entfernt. Die Erklärung hat also zwei Tatsachen zu berücksichtigen: erstens die, daß eine große Düne einige Kilometer landein liegt, zweitens die, daß dann diese Düne sich zu einer festliegenden Form, eben der Parabel, umgestaltet.

Eine Umschau an der Küste ergibt, daß ersterer Tatsache, dem Abliegen vom Ufer, nur eine Wanderdüne entsprechen kann, daß ferner die Umgestaltung zur Parabel nur mit Hilfe der Vegetation vor sich gehen kann.

Von der jütischen Küste sind mir nur zwei Stellen bekannt, an denen in größerem Umfang wandernde Sandberge vorhanden sind. Die größte Wanderdüne Jütlands und der Nordseeküste überhaupt ist die Studeli Mile südlich der Siedlung Kannesteder auf Skagen mit etwa 40 m Höhe (dänische Meßtischblätter G 36 Studeli Klit, F 36 Kannesteder). Die Studeli Mile (Mile = Wanderdüne), auch Raabjerg Mile genannt, liegt in östlicher Richtung etwa 2 km vom Ufer entfernt; sie erhebt sich aus einer sehr sandigen, feuchten Heide, die 15 m hoch liegt und mit unregelmäßigen Dünenkuppen besetzt ist, selbst etwa 1 km von N. nach S. lang.[1]) Sie ist eine vegetationslose Sandmasse, die sich in Einzelsturzhängen etwa 8 m

[1]) Vgl. 62 S. 27 f.

im Jahre nach Osten vorschiebt; etwa 1½ km voraus wandert eine andere, einige 30 m hohe Düne von geringerem Umfang. Beiden ist gemeinsam, daß sie an ihrem Nordflügel im Kampf mit der Vegetation unterliegend sich in ost-westlich verteilte Kuppen aufzulösen beginnen. Noch etwa 1½ km weiter östlich ist dann in der Tat eine Parabel auch mit anschließendem Südarm kenntlich, in deren Bogen die Wanderdünen sich hineinschieben, um dort ebenso zu enden. Vorläufig aber verkörpert die Studeli Mile noch eine reine Wanderdüne, die sich mit ein wenig bogenförmigem, nach Osten offenem Grundriß dorthin bewegt.

Weiter vorgeschrittene Stadien finde ich in der Umgebung von Vang in Thistedt Amt (dänisches Meßtischblatt Y 26 Vangsaa Taf. VIII). Die Dünen wandern dort im Westen des Ortes auf 15 bis 20 m hochliegender Heide. Südlich des Gladbjerge genannten Gebietes ist eine 35 m hohe Düne vorhanden, die mit wenig ausgeprägtem Bogen, aber sonst typischen Größenverhältnissen nach Osten wandert, nur im Norden schwach angelehnt. Noch weiter südlich ist die Düne Rudbjaergkjaer-Sande bereits mit langen Armen in ost-westlicher Richtung versehen. Die Düne ist von N. nach S. 1200 m lang, in Breite, Höhe und Form der Studeli Mile durchaus ähnlich. Aber sie hat im Süden einen Arm hinter sich stehen gelassen, die Bartelsrimme, der selbst bis 30 m hoch sich bis zu dem über 3 km entfernten Ufer zurück verfolgen läßt, dagegen nach Ost hin keine Fortsetzung über die Düne hinaus hat. Im Norden verarbeitet die Düne selbst einen älteren Parabelarm, läßt hier keinen so deutlichen, aber immerhin auch einen Wall von 5 bis 6 m Höhe über der Umgebung stehen.

Von dieser Dünengestalt aus ist es dann nur noch ein Schritt weiter zu Dünen, die zwei schmale Arme und einen gedrungenen Mittelkörper haben, wie sie z. B. auf Blatt X 27 Bleghule (Taf. VIII Bild 2) zu sehen sind. Nördlich der Nors-Aa liegt eine derart gestaltete Düne, bei der die Arme als Sönder resp. Norre Höjrimme bezeichnet sind; die Mitte ist über 30 m hoch, die Arme 25 m. Das nächste Stadium ist die voll ausgebildete Parabeldüne, von der die Untersuchung ausging.

Die hier aus dem dänischen Jütland abgeleitete Formenreihe wiederholt sich auf Sylt (z. B. Meßtischblatt 70 List Taf. VII). Auf dem Lister Land sind mehrere Wanderdünen vorhanden, die randlich durch westöstliche Arme festgehalten werden, Arme, die steil und hoch sind, mit Vegetation nahezu völlig überzogen. So ein Arm liegt, an den Sandberg ansetzend, im Ellenbogenthal, ein anderer, 10 m hoch, zwischen Ellenbogen- und Mannemorsumsthal. Sie fehlen aber auch auf Hörnum nicht, z. B. gehört hierher die Düne östlich des Stienglat sowie die Weiße Düne südlich vom Bahnhof (Meßtischblatt 158 Hörnum Odde).

Es ist aus den vorstehenden Darlegungen verständlich, daß die Breite der Öffnung der Parabel ausschließlich von der Länge der Urwanderdüne abhängt; die Länge ihrer Arme andererseits von dem Weg, den die Urwanderdüne schon im Kampfe mit der Pflanzenwelt zurückgelegt hat. Welche Bedingungen den Eingriff der Pflanzen ermöglichen, läßt sich vorläufig noch nicht sagen, Windschutz mag dabei wohl die allererste Rolle spielen.

Für die zum Ausgangspunkt gewählten Parabeldünen von Klim (Blatt R 28) bietet z. T. die Erklärung auf dem oben gewählten Weg einige Schwierigkeit. Dort liegen nämlich an zwei Stellen nach Westen offene Parabeln im Osten von gleich hohen Diluvialkernen. Namentlich im Fall der Stenbjerge ist das auffällig. Die Urwanderdüne muß im Süden über die Höhe hinüber gewandert sein, um dann in deren Windschutz zur Parabel sich umzugestalten, vielleicht ist aber auch von Norden herum Zuwachs gekommen, es scheint als ob auch jetzt noch dort sich selbständig eine 10 m hohe Düne sich vorschiebt. In demselben Gebiet zeigen die Storesande, daß nicht immer an beiden Seiten ein Wall stehen bleiben muß, sondern daß die Düne sich über 1000 m fortbewegen kann, während nur ein solcher, hier der südliche, zur Ausbildung kommt.

Das Problem hat sich somit weiter zur Entstehung von Wanderdünen überhaupt verschoben. Die bisherige Darstellung lehrte sie als voll entwickelte Gebilde im Inneren des Landes einige Kilometer von der Küste entfernt und z. T. schon in Umbildung begriffen kennen.

Bei einer Behandlung der Wanderdünenfrage ist zunächst festzustellen, daß sich nur selten solche Dünen in Zwischenstadien zwischen ganz kleinen und 40, 50 und noch mehr Meter hohen Gebilden dieser Art an Küsten haben beobachten lassen. Kleine, absolut kahle Wanderdünen vom Barchantypus, wie ihn Cholnoky[1]) umgrenzt hat, hat Baschin (7) von Fanö folgendermaßen beschrieben:

Im August 1901 bildeten sich auf dem 150 m breiten Strand dieser dänischen Insel nach starken, dem Ufer parallelen Winden bis 77 cm hohe kahle Barchane, die sich 130 bis über 200 mm pro Stunde vorwärts bewegten. In den nächsten Tagen setzte starker Südwind ein, der bald diese kleinen Formen völlig zerstörte.

Ich selbst habe 1, 2 ja bis 3 m hohe kahle Barchane im August 1908 auf nordjütischen Dünen wiederholt beobachtet. Namentlich war der ganze Rücken der Studeli Mile am 28. August ganz mit solchen Barchanen aus trockenem Sand überzogen, während in den Zwischenräumen der nasse Sand des Hauptkörpers heraustrat. Auch Warming gibt eine hierher

[1]) E. von Cholnoky: Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. Földtani Közlöny XXXII. 1902. 106.

gehörende Abbildung derselben Düne (62, Abb. 12). Von Wanderdünen in Hinterpommern wird nach lange anhaltenden Ostwinden die gleiche Erscheinung berichtet,[1]) von der Kurischen Nehrung ist sie mir selbst bekannt.

Alle diese absolut kahlen wandernden Dünen von Barchanform sind jedoch Eintagsgebilde, nirgends hat man sie größer werden sehen, wenn auch in älteren Werken diese Entwicklung die ständig wiederholte war. Ich habe auf die Fehler dieser Ableitung schon hingewiesen. In der Natur haben wir dann nur wieder große Wanderdünen an räumlich sehr beschränkten Küstenstrecken. In Europa sind die klassischen Stätten der Wanderdüne die Landes in Südfrankreich und die Kurische Nehrung. Außerdem treten solche, soweit mir bekannt, noch in den Arenas Gordas auf, einzelne in Jütland, einige mehr in Hinterpommern und auf der Frischen Nehrung.

Versuche zur Erklärung der Wanderdünen auf der Kurischen Nehrung liegen mehrfach vor. Zunächst ist ihnen ja durch Rückwärtsentwicklung die früher allgemein gangbare Theorie der Dünenbildung überhaupt auf den Leib zugeschnitten. Dann hat Jentzsch (24. 25) sich genauer mit der Frage der Entstehung der Wanderdünen beschäftigt.

In neuerer Zeit ist Solger (15), wesentlich Jentzsch folgend, zu einem Erklärungsversuch gekommen. Er führt etwa folgendes aus: ausgehend von der aus Berendts Untersuchungen entnommenen Tatsache, daß sich zwischen 1837/39 und 1859/61 die Uferlinie nicht verschoben hat, entwickelt Solger die Anschauung, daß vor Beginn der Dünenwanderung etwa an derselben Stelle, wo heute die mehr oder minder künstliche Vordüne sich erhebt, der Flugsand sich zu einer Höhe angehäuft hat, die mindestens die der heutigen Dünen erreicht. Diese Urvordüne hatte sich zunächst mit Hilfe von Dünengräsern entwickelt und dann bei größerer Höhe mit Heide und Hochwald überzogen. Der Wald wurde im Siebenjährigen Kriege vernichtet und alsbald begann der ganze Dünenwall sich vorwärts zu wälzen, um allmählich seine heutige Gestalt anzunehmen.

In dieser Darstellung scheint mir übersehen, daß die Reste des früheren Waldbodens, wie auch Solgers Zeichnung selbst angibt, in der heutigen Wanderdüne stecken, daß also die Nehrung keineswegs nur eine Urvordüne von gewaltigen Dimensionen hatte, sondern nach der Verteilung dieser früheren Oberflächen, die ich mehrfach messend verfolgen konnte, zu schließen, ein recht hügliges Relief, vermutlich, da es sich um Dünen gehandelt hat, wie aus dem Sand hervorgeht, eine Landschaft vom Binzer Typus oder mit Parabeldünen war. Beobachtungen darüber

[1]) Erl. z. geol. Spezialkarte v. Preußen usw. Gradabt. 14 Nr. 27 Blatt Saleske. Berlin 1897. S. 17.

konnte ich in den Dünen nördlich Perwelk sammeln; es ergibt sich auch, daß die Höhen dieser Urdünen etwa die der heutigen Wanderdünen erreichten, denn ihre Reste kommen z. B. im Neegelnschen Berg und nördlich davon bis zur Kammhöhe der Wanderdünen vor. An zwei Stellen konnte ich dann direkt die Reste der älteren Dünengeneration der Kurischen Nehrung nachweisen, die bisher immer übersehen sind. Im Schwarzorter Walde finden sich von der Grickinn bis an den südlichen Waldrand ausgesprochene Bogendünen, die nach Westen geöffnet sind (Abb. 19). Die beste z. Z. zur Verfügung stehende Karte, eine photographische Kopie des Meßtischblattes (Bde VI Blatt 5) Schwarzort von 1859, läßt diese Formen erkennen, wenn man sie vorher in der Natur festgestellt hat. Die Kämme laufen annähernd Ost-West, sind z. T. (namentlich der Südast der Parabel südlich der Kirche ist mir aufgefallen) modellartig scharf und schön ausgebildet. Am Ostende jedes Bogens bis an das Haff vorgeschoben liegen die größten Höhen, in die Senken zwischen zwei benachbarten Bögen schieben sich die einzelnen Ortsteile vom Schwarzort. Der Sand dieser Dünen ist allgemein infolge beginnender Ortsteinbildung braun gefärbt, stellenweise stark verkittet. Die Vegetation ist üppig. Diese Dünen nehmen einen 500 bis 750 m breiten Streifen ein, werden dann von der Wanderdüne verschüttet. Das Gleiche gilt für Nidden. Das eine ist jedenfalls von der Hand zu weisen, daß nämlich dieser Wald, der in seinen Resten uns jetzt entgegentritt, auf Wanderdünen des gleichen Typus, wie wir sie jetzt sehen, gewachsen sei; das läßt sich aus den Neigungsverhältnissen der früheren Oberflächen mit Sicherheit ermitteln. Ausgangsform der Wanderdünenbildung ist hier somit ein Dünengebiet von anderem Typus, wie ich solche schon von anderen Küstenstrecken beschrieben und erläutert habe. Wie weit trifft dasselbe für die übrigen Wanderdünengebiete zu?

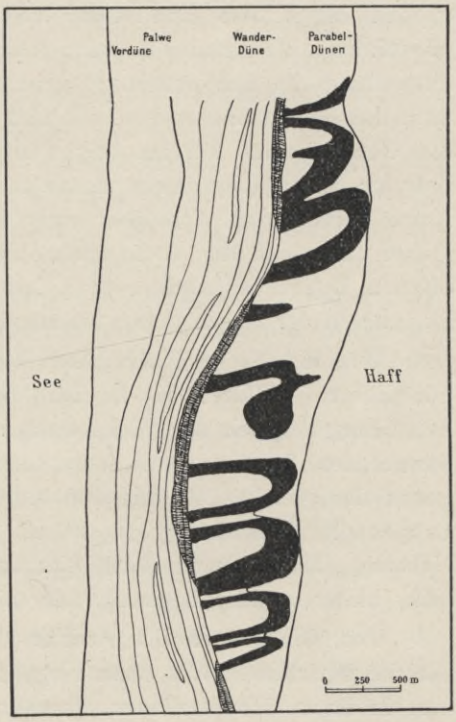


Abb. 19. — Skizze der älteren und jüngeren Dünengeneration der Kurischen Nehrung bei Schwarzort z. T. n. eigenen Aufnahmen. — 1 : 50000.

Das wichtigste Vergleichsobjekt bleiben die Dünen der Landes. In der Literatur über sie sind denn auch in der Tat ausreichende Mitteilungen über ältere Dünen vorhanden.[1]) Es ergibt sich, daß dort im Osten der Wanderdünen, die, jetzt bewaldet, im allgemeinen N.—S. verlaufen, einzelne Gruppen von Dünen erhalten sind, die sich durch ihre Vegetation und die Beschaffenheit ihrer Sande als ältere erkennen lassen. Diese älteren Dünen sind west-östlich gerichtet und weisen echte Parabelformen, z. T. auch den Binzer Typus auf. Am besten zeigt die größte Dünengruppe dieser Art eine Karte von E. Durègne[2]) und deren Reproduktion im Annuaire du Club Alpin Français.[3]) Leider ist die Terraindarstellung in Schummerung genaueren Studien nicht günstig, auch ist nichts über Aufnahmemethode und Genauigkeitsgrad der Karte bekannt, die Übersicht im Terrain wegen der dichten Vegetation so schwierig, daß ich zur Nachprüfung nichts tun konnte. Immerhin geht aus der Karte hervor, daß sich über einer älteren 20 m hohen Grundlage die Dünen bis etwas über 60 m noch erheben, daß sie weiter in nach Westen offenen Bogen angeordnet sind, bei wallförmiger Gestalt. Die Senken im Inneren der Bogen gehen bis etwa 30 m, d. h. bis zur Grundlage hinab.

Wie historische Nachrichten bezeugen, waren diese älteren Dünen mit dichten Wäldern bis in das Mittelalter hinein bedeckt. Mit ihrer Zerstörung zur Zeit der Völkerwanderung beginnen die Klagen über den wandernden Sand und die Verschüttung der Ortschaften — es ist also genau das gleiche Bild wie auf der Kurischen Nehrung; nur ist in den Landes die Entwicklung der Dünen eine sehr viel größere als auf der Nehrung. Dem einen Wall hier entsprechen in den Landes 4, 5 und mehr hintereinander liegende, alle mit dem gleichen Profil.

Von den Dünen der Arenas Gordas in Andalusien kann ich das Gleiche berichten. Wie oben eingehend dargelegt ist, besteht die Küste dort in ihrem Hauptteil aus einer 30 m hohen Geest, der die noch 70 bis 80 m höheren Dünen aufgesetzt sind. Sie zerfallen in zwei Gruppen: ältere, nur 5 bis 10 m hohe Parabeldünen, die vom Geestrand einige Kilometer weit ins Innere reichen. Sie sind mit höher stehender Vegetation bis zu Pinus maritima hinauf bedeckt und werden von der zweiten Gruppe der hohen Wanderdünen verschüttet und aufgearbeitet. Diese Wanderdünen sind nicht ganz kahl, vielmehr mit Psammabüschen besetzt,

---

[1]) Ch. Duffart: Distribution géographique des dunes continentales de Gascogne. Bull. Soc. G. commerc. Bordeaux. (2) XXI. 1898. 159. — E. Durègne: Dunes primitives et forêts antiques de la côte de Gascogne. Ebenda (2). XX. 1897. 161 u. a.

[2]) E. Durègne: Contribution à l'étude des dunes anciennes de Gascogne. Actes Soc. Linnéenne Bordeaux 57. 1902. 1 : 20000.

[3]) E. Durègne: La Grande montagne de la Teste de Buch. Ann. Club Alpin Franç. 30. 1903 (1904). 388. 1 : 80000.

ihr Profil ist auf der Luvseite wenigstens noch ziemlich unregelmäßig, der Sturzhang allerdings gut ausgebildet. Die Wanderung dieser Dünen kann noch nicht lange gedauert haben, weil eben das Profil so wenig ausgeglichen ist und sie kann nur sehr langsam vor sich gehen, weil der auf der höchsten Düne errichtete mittelalterliche Wachtturm Torre Asperillo zwar in Trümmern liegt, aber immer noch die höchste Düne krönt (110 m rund; Angabe der Seekarte Costa sudoeste de Espana Hoja II von mir barometrisch nachgeprüft).

Es kann somit als ein für die europäischen Küsten allgemein gültiges Gesetz ausgesprochen werden, daß Wanderdünen von größerem Umfang zu ihrer Bildung immer einer vorhergehenden Aufspeicherung von Sandvorrat in Form von Küstendünen bedürfen.

Solger (15 S. 66f.) bringt die Aufspeicherung des Sandvorrates mit der Stilllage der Uferlinie für die Kurische Nehrung in Verbindung. Diese Stilllage aber weist nur der Norden der Nehrung auf; bis zwischen Sarkau und Rossitten kommt Wald unter dem Meeresspiegel vor und der Diluvialkern von Rossitten wird heftig von der Brandung angegriffen. Ich wies auch oben bereits darauf hin, daß auf der Nehrung tatsächlich mindestens neben einer geschlossenen Urvordüne auch andere Dünen bestanden haben. Ich kenne aber auch sonst von unseren europäischen Küsten kein Beispiel, das in der Gegenwart einem solchen Gebilde an die Seite zu setzen wäre. Ausschließlich von einer einzigen Stelle ist mir eine Düne bekannt, welche direkt in einen Wanderdünenzug überzugehen scheint resp. übergegangen wäre, wenn nicht die Bepflanzung eingegriffen hätte. Es sind die Anerbjerge im Süden des Ringkjöbing-Fjordes an der Westküste von Jütland (dän. Meßtischblatt Ö 9 Vesterlund). Der im ganzen 3 km lange Zug erhebt sich aus verwachsenen Teilen des Fjordes, die kaum 0,5 bis 1 m hoch sind, nur im Westen an schmaler Stelle mit anderen Dünen verbunden, zu etwas über 13 m Höhe. Der Grundriß ist ein ganz flacher Bogen, nach Südosten hin offen, die Gestalt höchst kuppig, doch mit ziemlich gleichmäßigen Höhen von etwa 10 m. Das Profil fällt nach Nordwesten hin allmählich, nach Südosten hin auf einigen Strecken im Sturzhang ab.

Die ganze Düne ist schwer zu erklären. Hoch liegende (bis 4 m) Strandwälle in ihrer Umgebung, die jünger sind als sie selbst, verraten, daß sie einmal in unmittelbarer Nähe des Ufers gelegen hat. Vermutlich stammt sie somit aus der Zeit, als die jetzt westlich vorliegenden Dünen und Marschgebiete noch von Wasser resp. bei Ebbe trocken laufenden Sandflächen eingenommen waren. Die Düne muß sich auf einer Sandplatte gebildet haben, da sie auf allen Seiten von Marschen umgeben ist, ähnlich wie die nördlich auf Bjalum befindlichen, allerdings weit

kleineren Dünen und wird allmählich aus einzelnen zusammengewachsen sein.

In jedem Fall muß hervorgehoben werden, daß die Wanderdünen, wo sie in längerem Zuge auftreten, der Richtung des benachbarten Ufers parallel sind; sie teilen diese Eigenschaft mit Vordünen, dürften daher in irgend einer Weise genetisch mit diesen zusammenhängen. Nur ist dieser Zusammenhang eben nicht durch Annahme einer hohen Vordüne, die sich infolge künstlicher Entwaldung in Bewegung setzt, aufzudecken. Denn es ist wohl zu beachten, daß in den Landes wie in den Arenas Gordas eine zurückweichende Kliffküste vorliegt, deren Entwicklung keineswegs Zeit und Raum für auch nur 2 solcher großen Urvordünen bietet, wie sie erforderlich wären.

Ist die Gleichheit der Richtung der Vordüne und dem Wanderdünenzug gemeinsam, so beruhen die Unterschiede einerseits auf der großen Höhe des letzteren, andererseits auf seiner von jeder Pflanze unabhängigen Gestalt. Diese Unterschiede bedürfen der Deutung.

Eine Düne wächst in ihren Jugendstadien mit Hilfe des Pflanzenwuchses, wie dargelegt. Sie erreicht aber auf diesem Wege alsbald eine Grenzfläche, in der die abtragende Tätigkeit des Windes seine aufbauende überwiegt. Wenn dann später auch noch Haldendünen höher aufgeworfen werden, so reichen diese Höhen doch in keiner Weise an die der Wanderdünen heran. Für deren Wachstum ist es vielmehr maßgebend, daß die Fläche einer einmal gebildeten größeren Düne ihrerseits wieder mit Psammabüscheln sich besiedeln kann, die dann auf ihr neue Dünen so lange erzeugen, als Sandzufuhr vorhanden ist; zweitens gilt der Grundsatz, daß eine kleine Düne sehr viel schneller zu wandern vermag als eine große. Die Beobachtung der Dünen der Arenas Gordas und des Zuges der Kurischen Nehrung zwischen Perwelk und Schwarzort lehrte mich jedenfalls deren Weiterwachsen erkennen, wenn sich auch die Gipfelhöhen, die wohl das Maximum an möglicher Höhe erreicht haben, wenig zu ändern scheinen. Der ganze Südhang der Dünen ist mit mächtigen Zungenhügeln und Psammagekrönten Kuppen gedeckt, deren vom Ufer her sich ergänzender Sandvorrat dem Material der Wanderdünen zugeführt wird. Ähnliches ist in Sylt und an den jütischen Küsten zu beobachten.

Ein Wachstum der Wanderdünen, solange sie vom Ufer her neue Sandzufuhr erhalten, dürfte daher nicht von der Hand zu weisen sein; sie können sich daher auch aus Vordünensystemen geringer Höhe entwickeln.

Was nun die von den Vordünen abweichende Gestalt betrifft, so ist für sie der schon erwähnte Grundsatz maßgebend, daß eine kleinere Sandmasse schneller durch den Wind verschoben wird, als eine große.

Liegt daher senkrecht zur Windrichtung irgendwo ein Sandhaufen, der an sich vegetationslos oder seiner Vegetation beraubt ist, vor, so werden seine Enden, an denen weniger Sand vorhanden ist, der Mitte vom Winde getrieben vorauseilen, es wird die Gestalt und der Grundriß eines Barchans zustande kommen. Da die Windwirkung in der Nähe des Ufers am stärksten ist, weil am wenigsten behindert, so wird hier die Umgestaltung zuerst beginnen. Es entspricht dem, daß Reste von älteren Dünensystemen sich immer l a n d seitig der Wanderdünen erhalten haben. Das ist die Ursache des Parallelismus von Wanderdünen und Ufer, der mit der Auflösung eines Wanderdünenzuges in Einzeldünen mehr und mehr verloren geht (die 5 Berge von Rossitten z. B., die allein nach ihrer Größe angeordnet sind).

In den vorstehenden Erörterungen ist der Weg der Dünenentwicklung gegeben. Folgende Stadien sind zu unterscheiden:

1. Aufgelöste Vordünenlandschaft mit Windmulden und Haldendünen.

2. Infolge Entwaldung derselben Ausbildung von Wanderdünen, roh parallel dem Ufer, strebend nach Stellung senkrecht zur Windrichtung. Wachstum so lange noch Sandzufuhr vorhanden ist; nach Aufhören und bei weiterem Fortschritt Zerfall in Einzeldünen von Barchantypus.

3. Jemehr diese wandernden Einzeldünen in Windschutz geraten, desto mehr kann die Vegetation sie von den Rändern her wieder erobern. Aus der Wanderdüne wird die Parabeldüne, in deren Form der Sandvorrat erstarrt.

Insofern als die Parabeldüne der Windmulde und Haldendüne in Gestalt und als Wirkungsbild des Windes entspricht, erscheint sie als aus diesen Grundformen aufgebaut, und ihre Ausscheidung vielleicht überflüssig. Sie wird aber zum Typus durch die große Beständigkeit ihrer Gesamtform den rasch sich verschiebenden Grundformen gegenüber. Die Wanderdüne ihrerseits ist ein Abbild des Sandberges vegetationsloser Strecken, sie strebt ihm im Zerfall zu. Aber auch sie wird durch ihre relativ große Beständigkeit zum Typus erhoben.

Die einzelnen Vorgänge, die den Übergang zwischen Stadium 1 und 2 vermitteln, lassen sich noch nicht genau verfolgen, weil von zu wenig Dünengebieten ausreichende Karten vorliegen. Immerhin läßt sich einzelnes ermitteln. Wenn ein Dünengebiet vom Binzer Typus wie es die Schmale Heide oder in größerem Maßstab die „alten“ Dünen von Schwarzort oder bei La Teste zeigen, durch Abholzen seiner Vegetation beraubt wird, so geht natürlich das Ganze nicht mit einem Male in ein kahles Sandfeld über, sondern es entwickeln sich an den Stellen, an denen die Moos- oder Rasendecke, vornehmlich jedenfalls durch den Transport der Hölzer, verletzt ist, Windrisse. Zwischen ihnen bleiben Kupsten

stehen. Von den zunächst unregelmäßig verteilten Windrissen sind diejenigen zum Weiterwachsen bestimmt, die den vorherrschenden starken Winden am leichtesten zugängig sind. Das sind die am Ende der Windrisse erster Ordnung in den Haldendünen gelegenen. Da wo eine schwache Stelle ist, wird sie durchgerissen, die aufgeschüttete Haldendüne bleibt als Kupste, die Seitenarme als Strichdünen stehen. Nach einiger Zeit werden also Kupsten und Strichdünen in dem Gebiet vorherrschen, während zugleich lebhafter Sandflug aus den vielen Wundflächen einsetzt. Von Flugsand stark umlagerte Kupsten, sowie dem Winde zugekehrte Enden von Strichdünen sind meiner Überzeugung nach Ausgangspunkt der Wanderdünenbildung.

Immer vorausgesetzt, daß der Sandflug im vorliegenden Fall das Übergewicht über die Pflanzenwelt hat, muß die Kupste nämlich sehr bald infolge der seitlichen Erosion des Sandgebläses ihrer Pflanzenhaube verlustig gehen. Zugleich hängen sich ihr seitlich Flügel in Form von Zungenhügeln an und vor ihr erhebt sich die vor einem undurchlässigen Hindernis normale Düne. Sobald die Kupste nach Verfall der Pflanzenwelt und Austrocknen ihres Sandes, der verweht wird, niedriger geworden ist als die ihr angelagerte Düne, verschmilzt sie allmählich mit derselben, indem der Windgraben ausgefüllt wird. So ist der Kern einer Wanderdüne geschaffen, die sich alsbald mit seitlich liegenden vereinigt und auf die geschilderte Weise wächst. Ist das Urdünengebiet sehr breit, so entwickeln sich wie in den Landes mehrere Reihen von Wanderdünen, ist es schmal, so wird der Sandvorrat allmählich zum Aufbau eines einzigen Zuges verarbeitet.

Der Wanderdünenzug wird vom vorherrschenden Winde weiter gedrängt. Liegen noch ältere Dünen in seiner Bewegungsrichtung, so erliegt deren Vegetation zunächst dem lebhaften Sandflug von der Wanderdüne her. Windrisse vermögen sie dann zu zerreißen und schließlich wird alles von der Sandmasse der Wanderdüne verschüttet. Auf der Kurischen Nehrung konnte ich diese Vorgänge beobachten.

Nördlich des Neegelnschen Berges einige Kilometer im Norden von Perwelk liegt am Haff auf einem Vorland eine Parabeldüne, an die das Haff Hakenbildungen angesetzt hat. Der Sandvorrat dieser Düne ist ziemlich aufgebraucht, sie ist in Kupsten aufgelöst. Ungefähr nach Westen hin zieht sich durch den Kamm der Wanderdüne eine Senke, zu deren beiden Seiten und in der Psammabüsche ein paar Meter hohe Neubildungen veranlassen. Nach der Luvseite zu sind dann an den Seiten deutlich reihenförmig angeordnete Kupsten z. T. erheblicher Größe bis auf die Palwe hinaus zu verfolgen. Das sind die Reste der verschütteten Parabeldüne. Ich möchte für solche Hervorragungen den Begriff der

„Durchragungs-Kupste" einführen, sie sind eine in diesem Teil der Nehrung sehr häufige Erscheinung, die am augenfälligsten wirkt, wenn sie noch Reste des alten Waldbodens enthalten.[1]) Im Bereich der Palwe unterliegen dann die allseitig freistehenden Kupsten der Zerstörung und verschwinden allmählich, sofern nicht neue Windrisse an irgend einer Verletzung neue Haldendünen aufwerfen.

Mitunter werden solche verschüttet gewesenen Parabelarme Ansatzreihen für eine vegetative Bindung der jüngeren Wanderdüne, deren Sandvorrat in den Kupsten hängen bleibt. So ist es südlich von Schwarzort an der Stelle, wo der Fahrweg nach diesem Ort von der Palwe auf die Düne zubiegt, um sie zu überschreiten. Es gelingt aber sonst auf der Kurischen Nehrung nur selten, den durch Vegetation verursachten Übergang einer Wanderdüne in eine festliegende Parabeldüne zu beobachten. Wie auf dem Bullwieck'schen Haken bei Nidden und auf dem nördlich von Perwelk zu sehen ist, gestalten sich die Dünen zu flachen Sandschilden mit nur geringem Sturzhang um. Bei den sehr viel wechselnden Winden der Nehrung bleiben schließlich als Parabeläste nicht geschlossene Sandwälle stehen, sondern nur Kupstenreihen. An der Nordsee dagegen bilden sich die scharfen Wälle in der Windrichtung aus, wie sie vom Lister Land schon erwähnt sind.

Ist dagegen der Sandvorrat noch groß, so nimmt die aus dem Verbande der übrigen herausgerissene Wanderdüne die Barchanform an, wie sich in klassischer Reinheit der Schwarze Berg bei Rossitten (jetzt bepflanzt), die Düne auf dem Grabster Haken bei Nidden sowie einige hinterpommersche Dünen zeigen (Taf. VI). Die Entwicklung dieser Gestalt erklärt sich aus dem Grundsatz, daß geringe Sandmassen rascher vorgeschoben werden, als große. Somit bleibt der Hauptkörper, in dem die größte Masse steckt, zurück, während die Flügel voraneilen. In dieser Form ist die Wanderdüne sehr beständig und kann sich lange ohne größere Veränderungen vorschieben, um doch schließlich zu dem erwähnten flachen Sandschild zu werden. Im Grundriß ist die relative Geringfügigkeit der rundlichen, dem Winde abgewandten Einstülpung bemerkenswert, im Profil die breite Kammfläche, die meist gegenüber dem viel kleineren Sturzhang übersehen ist. Der innere Bau ist dem Profil entsprechend so, daß die Schichten am Kamm nach meinen Messungen nicht mehr als 5° Neigung erreichen und daß Reste des Sturzhanges erst ziemlich weit unten von dem sanft ansteigenden Hang angeschnitten werden. Die Solgersche Figur (15, S. 31) ist demnach irrtümlich.

---

[1]) Vgl. A Johnsen: Über Glaukonit in den Kupsten und im Untergrund der Kurischen Nehrung. Schrift. Phys. ökonom. Ges. 49. Königsberg 1908. 51.

Die bezeichnenden Merkmale der Parabeldünen, die ich als „jütischen Typus“ bezeichnen möchte, ergaben sich aus dem Gesagten. Bei ihr ist der Bogen nach der Windseite geöffnet, die höchste Stelle liegt in der Regel in der Windrichtung am weitesten voraus, sie ist mit Pflanzen besetzt. Ist der Wind kräftiger als die Pflanzen, so kann er die Haldendüne am Scheitel der Parabel gänzlich zerstören, die Endform sind dann zwei wallförmige Strichdünen.

Die portugiesischen Dünen in dem großen Dünengebiet nördlich von Kap Mondego gehören dem Strichdünentypus an, weisen aber doch bemerkenswerte Eigentümlichkeiten auf. Ihre Grundlage bilden durch Ortstein verfestigte Sande, die bei Quiaios z. B. anstehen und auf der geologischen Karte von Portugal zum Pliocän gestellt werden. In den Wäldern bei Quiaios sind die Dünen unregelmäßig kuppig, mit Heidekraut (Erica), Krähenbeere und Ginster bedeckt. In den Löchern stehen flache Teiche.

Die jüngeren kahlen Dünen sind in langen west-östlich streichenden Zügen angeordnet (Taf. V, Bild 2), die sich vom Strand bis an die Stauseen über 5 km erstrecken. Die Züge sind absolut kahl, der Rücken im Längsschnitt wellig. Im Querschnitt zeigten sie nach den Nordstürmen der Tage, an denen ich sie besuchte, vielfach nach Süden gewandte Sturzhänge, die 10 bis 15 m hoch waren; oft lagen zwei solcher von geringerer Höhe übereinander. Im Längsverlauf dieser Sturzhänge war eine gewisse Neigung zur Bogenform, zu einem Vorbiegen von Armen unverkennbar. In jenen Tagen war der Nordhang der Rücken eine Abtragungsfläche, auf der die Schichten ausstrichen. Oft ließen sich die Reste zerstörter Sturzhänge beobachten, die ein früherer Südwind aufgebaut hatte. Die Zerstörung geschah durch lange Windgräben, die ungefähr gleichabständig voneinander durchgerissen sind und schließlich den ehemaligen Sturzhang in eine Reihe flacher, in der Windrichtung streichender Rücken auflösen, die in ihrer bogenförmigen Anordnung noch den Bogen des Sturzhanges erkennen lassen.

Zwischen den Dünenzügen liegen flache talförmige Senken, die von der Küste zum Inneren hin von etwa 5 bis 40 m ansteigen. Ihren Boden nehmen entweder langgestreckte flache Seen ein, deren Algenvegetation verrät, daß sie relativ lange Bestand haben oder flache, unendlich verzweigte Bäche. Von allen Seiten strömt den Senken das Grundwasser zu, dessen Ströme durch Fortschwemmen des Sandes vielfach in offenfließende Wasserschichten übergehen. Aus den Senken, die infolge der Grundwasserströme und des Triebsandes nur schwer zu überschreiten sind, erheben sich Kupsten mit Psammabüschen.

Das ganze System von Rücken und Senken wird durch eine Vordüne und einen hohen Strandwall quer abgeschnitten. Auf der breiten Platte

desselben, die so hoch liegt, daß sie kaum noch überspült wird und sicherlich einem anderen Meeresstand ihre Entstehung verdankt, findet an Psammabüschen Neubildung von Dünen statt, die sich zu einer Vordüne von geringer Höhe parallel der Uferlinie zusammenschließen.

Auf der Landseite lösen sich die Dünen in Kupsten auf, dringen stellenweise in Haldendünenform in den Wald von Quiaios ein.

6. Die Beziehungen der Dünenformen zum Zustand der Küste, ihre Entwicklung und ihr Altern.

Aus den Darlegungen über Grundformen und Typen der Küstendünen ergeben sich gewisse Hinweise auf einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Dünenformen und Zustand der Küste, die die Möglichkeit eröffnen, einzelne Phasen der Dünenumbildung mit solchen der Küstenentwicklung zu verbinden.

Sokolow (50, S. 38) hat nachzuweisen versucht, daß an sich hebenden Küsten die Dünen spärlich, an sinkenden dagegen reichlich entwickelt seien. Jentzsch (25, S. 111) greift die Frage wieder auf, ohne daß doch seine Ausführungen etwas Wesentliches böten. Solger (15) schließlich streift die Probleme mehrfach in dem hier weiter zu entwickelnden Sinn.

Es erscheint nach den Vorversuchen nicht angängig, so rasch wechselnde Formen, wie sie die Dünen aufweisen, mit säkularen Hebungen und Senkungen direkt in Beziehung zu setzen. Vielmehr kann man nur dann hoffen, zu einem brauchbaren Resultat zu kommen, wenn sich die Reihe der Dünenumbildungen mit der Reihe der Küstenumbildungen im Ablauf der Entwicklung verbinden läßt.

Die Dünenneubildungen finden sich an der Nordsee und anderswo auf großen Sandflächen. In Amrum liegen diese Sandflächen westwärts von dem Hauptkörper der Insel und sind als ein Teil des Gezeitendeltas des aus dem Fartrapptief auslaufenden Stromes aufzufassen (Karte des deutschen Reiches 35 Amrum, 36 Föhr). Sie grenzen im Osten gegen ein früheres Kliff, das, wie bereits erwähnt, in den Diluvialkörper der Insel eingeschnitten ist und zwischen den Dünen stellenweise sichtbar wird. Das Ufer hat sich hier also zum Meere hin verschoben, die Sandanlagerung bot Raum für Neubildungen und Vordüne. Ähnlich steht es auf Röm und Fanö. Die Aufbauformen der Reihe Zungenhügel — Vordüne — Vordünensystem mit den dazu gehörigen Zerstörungsformen Windriß — Haldendüne — Kupste, die in ihrer Gesamtheit zum Binzer Typus führen, sind also sandigen Anschwemmungsküsten zugeeignet. Wir finden sie daher auch überall, wo überhaupt die Möglichkeit einer Dünenbildung besteht, an

solchen Küsten verbreitet. Es genügt, an das wunderschöne Beispiel der Dünen der Swinepforte zu erinnern, das Solger kürzlich ausführlich dargestellt hat (15, S. 46f.). Es sind das die Jugendstadien der Dünenentwicklung überhaupt.

Sitz der größeren Dünenumbildungen, die zur Reife führen, sind diejenigen Küsten, bei denen die Vertiefung des Meeresbodens vor dem Ufer durch die Brandung so weit fortgeschritten ist, daß nunmehr das Land selbst angegriffen wird. Die Darstellung der Dünen von Sylt bot Anlaß, diese Verbindung hervorzuheben. Das vom Meer geschaffene Dünenkliff bietet dem Wind Sandmassen und Wundstellen von erheblicher Ausdehnung, die alsbald zu starken Umbildungen im Dünengebiet führen. Die Parabeldüne, Strichdüne und schließlich die Wanderdüne sind die Dünenformen der Reife, die für rückschreitende Küsten bezeichnend sind, sie sind die höchsten Sandberge und im Relief am meisten mannigfaltig, für den Menschen durch ihre Wanderung und die lebhaften Verwehungen vom Ufer her am meisten schädlich. Greift die Meerestätigkeit auch den Sockel der Dünen an, so entwickelt sich der Typus der „aufgesetzten Dünen", der im wesentlichen Parabeln und Wanderdünen zeigt. Ist die Küste schließlich voll reif, so können nur mehr solche aufgesetzten Dünen vorkommen — ein Stadium, dem die Küste der Landes einigermaßen nahe kommt; da der Sandvorrat jetzt kaum noch mehr eine Vermehrung erfährt, im Gegenteil durch Verwehung und Liegenbleiben Verluste, so eröffnet diese Form die Reihe der Alterserscheinungen. Die ganze Nordseeküste mit ihrem in dauernd frischer Umbildung begriffenen Dünengürtel, den das Meer überall angreift, bieten Beispiele für diese Beziehungen zwischen erreichtem Stadium und Form der Dünen.

In der Tat läßt auch im kleinen schon die landseitige Annäherung und Durchwanderung eines Dünengürtels einen ungefähren Schluß auf den Zustand des Ufers ziehen, ob ein Dünenkliff vorliegt, dem sich hoch aufgeworfene Formen anschließen oder ein breiter Vorstrand. Wie schon erwähnt, ist zur Altersbestimmung auch im Verhältnis zum Ufer dann das nächste Mittel die Vegetation. Der normale Erosionsvorgang der Abspülung vermag den Dünen relativ wenig anzuhaben. Doch war ich erstaunt, in Jütland und Holland mitunter recht kräftige Erosionswirkungen an Dünen zu sehen. So war in einem Fall westlich der versandeten Kirche von Alt-Skagen in festliegenden Dünen ein 75 cm breiter, 30 cm tiefer Einriß geschaffen, aus dem ein Delta von 5 m Länge und 2,25 m Breite in einen (abgeschlossenen) Tümpel aufgeschüttet worden war, 30 bis 40 cm hoch. Wenn das auch nicht viel ist, so wirken derartige Einrisse und Aufschüttungen nach dem Verschwinden des Wassers doch als Wundstellen und können leicht der Ansatzpunkt zu Windrissen werden.

Das eigentliche Altern der Dünen vollzieht sich indessen unter Eingriff der Vegetation durch die Ortsteinbildung. Der Ortstein ist ein meist bräunlich gefärbter, durch humose Stoffe verkitteter Sandstein, also ein Humussandstein.[1]) Seine Entwicklung beruht auf der Bedeckung des Bodens mit dem Rohhumus der Vegetation, der auf Sand bei Heidevegetation als deutlich erkennbare und sich abhebende Decke von dunkler Farbe ausgebildet ist. Durch die Niederschläge werden die Humussäuren in den Boden geführt, wo sie unter Luftabschluß durch die Decke stark zersetzend einwirken. Die damit verbundene Auswaschung schreitet nach der Tiefe zu fort; wo nun die Säuren mit löslichen Salzen im Boden in Berührung treten, da werden sie zur Ausfüllung gebracht und die einzelnen Körner des Bodens überziehen sich mit einer dünnen Schicht organischer Stoffe, die sie meist braun färbt. Die höher liegenden Bodenschichten, die ausgewaschen sind, nehmen eine graue Farbe an und werden als „Bleichsand" bezeichnet. Unterhalb setzt mit der Zeit eine Verkittung ein, die den Boden äußerst fest und widerstandsfähig machen kann. Die Tiefe der Ortsteinlage und ihre Mächtigkeit schwanken sehr; im allgemeinen ist sie an den Hängen von Erhebungen mächtiger als auf ihrer Höhe. Der voll ausgebildete Ortstein, wie ihn besonders die jütische Halbinsel aufzuweisen hat, ist für Wasser schwer durchlässig und bereitet der Vegetation so große Schwierigkeiten, daß schließlich nur noch dürftige Heide auf ihm fortkommt.

Aus Dünengebieten liegen viele Beobachtungen über Ortstein vor. Auf der Kurischen Nehrung habe ich ihn in den alten Dünen gesehen, Vageler beschreibt ihn von ihrer Wurzel bei Sarkau,[2]) Seelheim eingehend von der Ückermünder Heide.[3]) Seiner Kulturfeindlichkeit wegen ist er in Jütland und in der Gascogne[4]) berüchtigt. Im Frühjahr 1910 konnte ich ihn auch in der Geest und den älteren Dünen der Arenas Gordas feststellen, wo er von dunkler, fast schwarzer Farbe war.

In umfangreichem Maß durch Ortstein festgelegte Küstendünen sind mir allerdings nicht bekannt, da die Verfestigung der Dünen auf der Kurischen Nehrung noch keineswegs weit vorgeschritten war. Es ist aber kein Zweifel möglich, daß diese Bannung an einen bestimmten Platz das Altersstadium der Dünen vorstellt.

---

[1]) Vgl. E. Ramann: Bodenkunde. 3. Aufl. Berlin 1911.

[2]) P. Vageler: Ortsteinbildungen an der Küste der Kurischen Nehrung. Naturwiss. Rundschau XXI. 1906 441.

[3]) H. Seelheim: Die Ückermünder Heide. Diss. Greifswald; auch XII. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald. 1910. 100 f.

[4]) A. Engler: Aus den Dünen und Landes der Gascogne. Naturwiss. Wochenschr. XVII (N. F. I) 1902. 277 u. a. m.

Register.

E. S. Mittler & Sohn, Berlin SW. 68, Kochstr. 68—71.

Bild 1. — Dune de Sabloney südl. von Arcachon von Süden gesehen.
Links der Vorstrand und die Einfahrt in das Haff von Arcachon.
Aus der Sandmasse ragen die verschütteten abgestorbenen Bäume auf.
Nach rechts hin der Sturzhang, der in den Wald vorschreitet.
Aufn. von G. Braun.

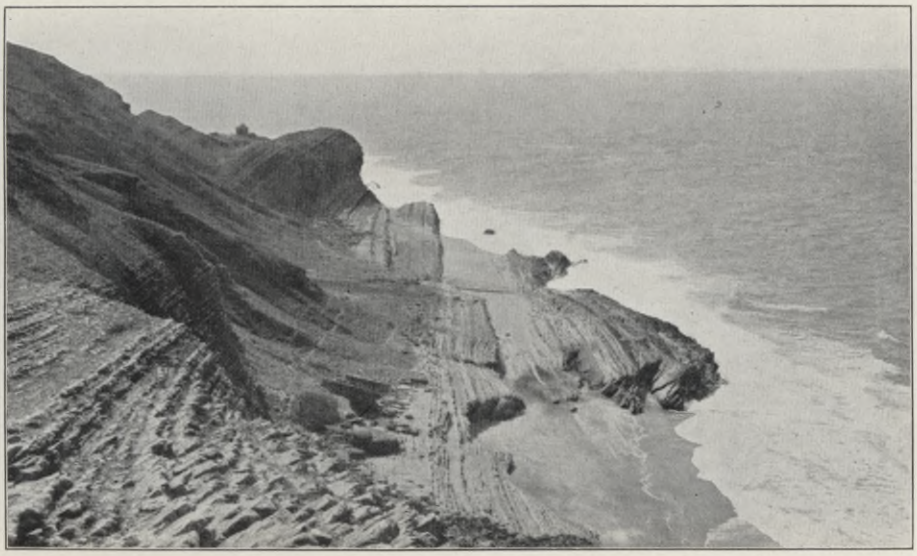


Bild 2. — Kap Mondego an der Westküste von Portugal nach Süden gesehen.
Nach Osten einfallende jurassische Kalke. Auf der Brandungsplatte
die herabgestürzten Schichtenpakete, die allmählich zertrümmert werden. Hohlkehle.
Aufn. von G. Braun.

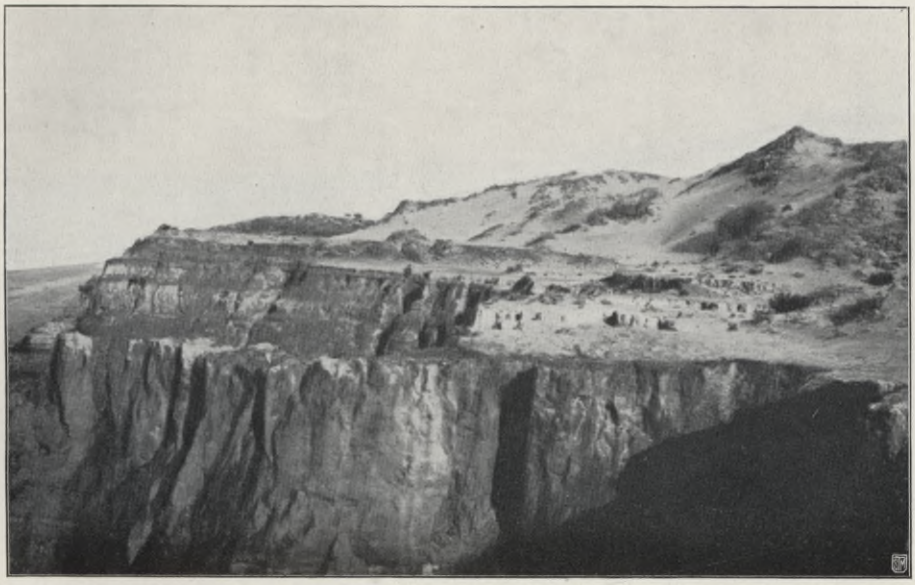


Bild 1. — Das zerschnittene Kliff der Geest der Arenas Gordas in Andalusien.
Darüber aufgesetzte Dünen mit Windmulden.
Blick nach Westen. Links der Vorstrand und das Meer.
Aufn. von G. Braun.

Bild 2. — Blick über die Dünen der Arenas Gordas nach Osten vom Monte Asperillo.
Rechts das Meer. In der Mitte die hohen, fast kahlen Wanderdünen.
Links die dunkle Geest mit der älteren Generation
niedriger Parabeldünen, deren Arme senkrecht zum Küstenverlauf stehen.
Aufn. von G. Braun.

Bild 1. — Nordküste des Samlandes bei Rosehnen.

6. II. 1910. Vor dem Kliff ein 30 m breiter Vorstrand. Auf ihm deutlich die Wellengrenzen zu erkennen, sowie das Zuwachsriff, auf dem der Apparat während der Aufnahme stand. An der Stelle der Pfähle eine seewärts gerichtete Ausbiegung infolge der durch das Hindernis bewirkten Hemmung. Dahinter eine abgeschnürte Wasserfläche. Blick nach Osten.

Aufn. von G. Braun.

Bild 2. — Nordküste des Samlandes bei Rosehnen.

6. I. 1910. Nach heftigem Sturm ist der sonst dauernd vorhandene, 20 bis 30 m breite Vorstrand fortgespült, die See brandet auf dem Geschiebemergel, vom Kliff rutschen große Mengen ab. Dieselbe Stelle wie Bild 1, das den danach wieder angesetzten Vorstrand zeigt. Blick nach Westen.

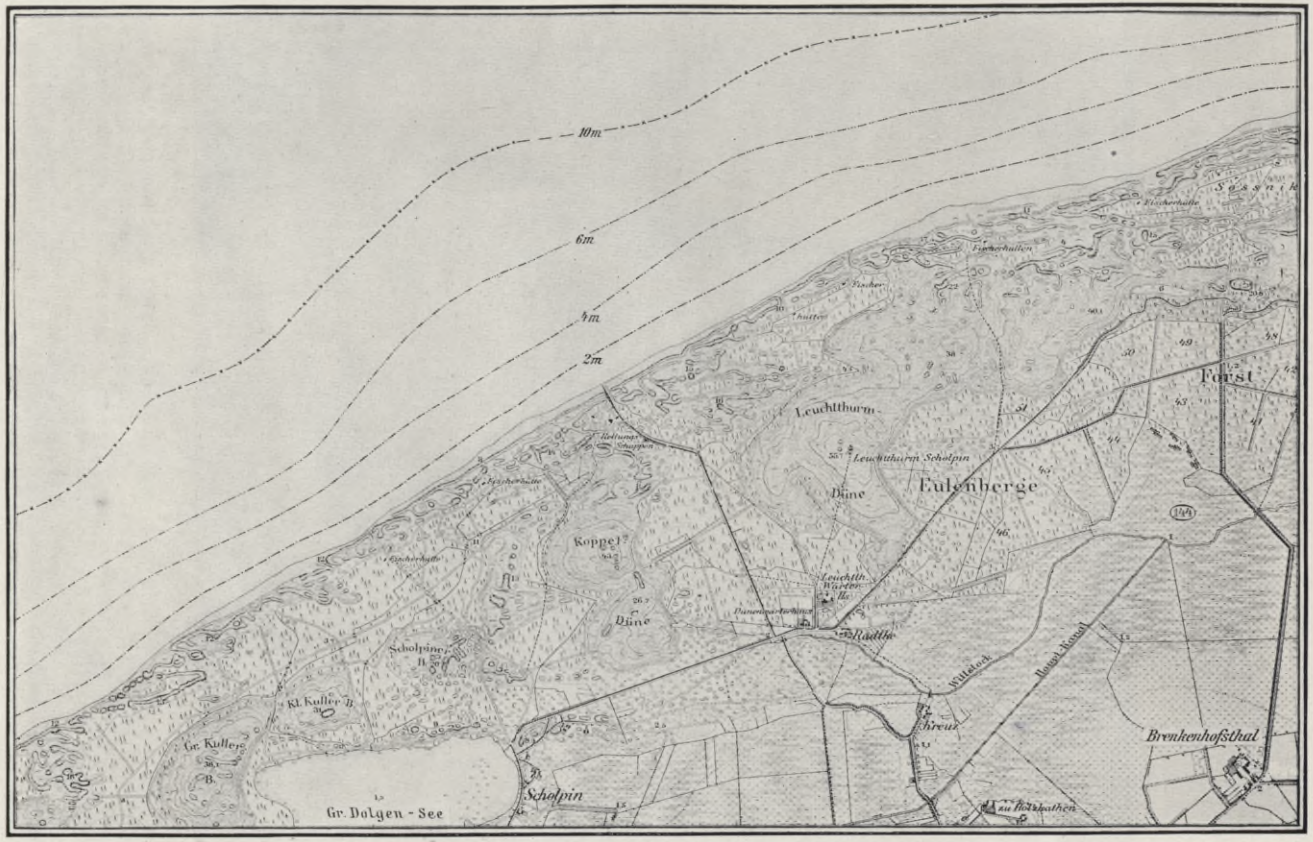
Aufn. von G. Braun.

Geröllstrandwälle der Schmalen Heide auf Rügen; Kämme 2—3 m über dem Meeresspiegel.
Vegetation in den Rinnen zwischen den Wällen meist Wacholder.
Aufn. von R. Hermann.

Tafel IV.

Bild 1. — Portugiesische Dünen nördlich von Kap Mondego.
Blick in einer Senke nach Westen. Links ein kahler Dünenzug, in der Mitte austretendes Grundwasser und Psammabüsche.
Aufn. von G. Braun.

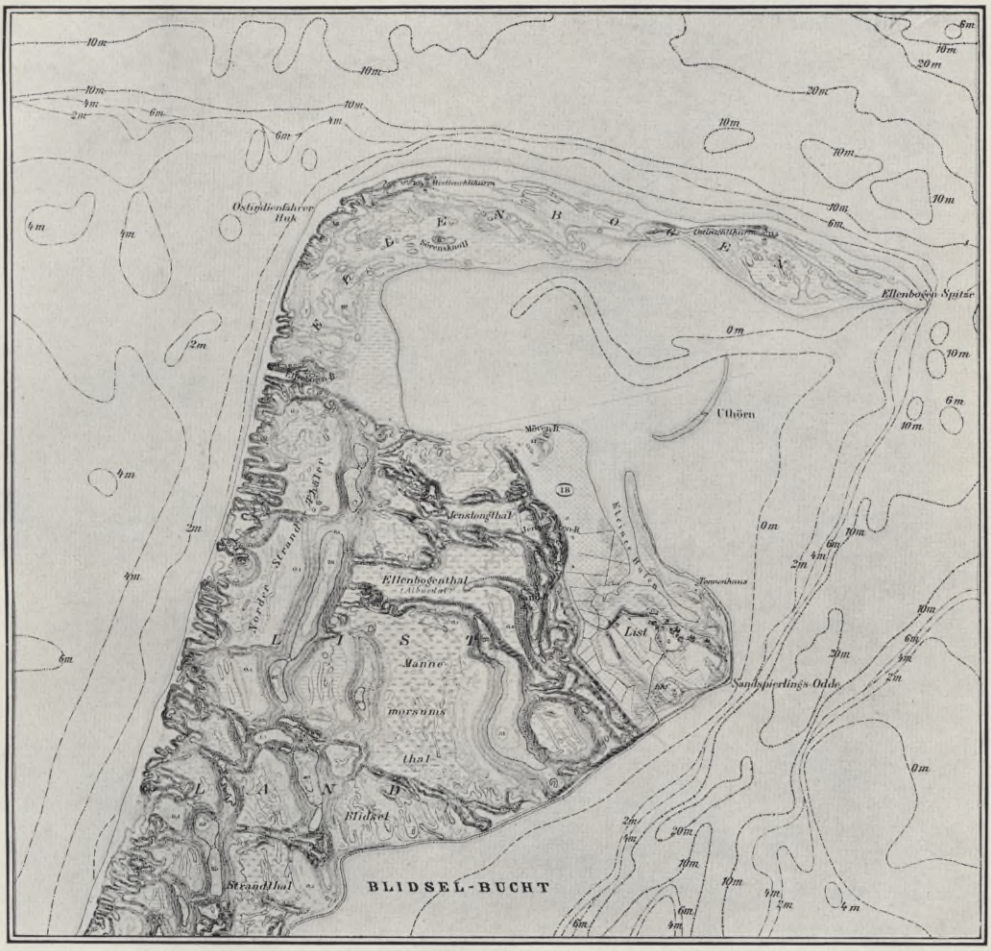
Bild 2. — Windmuldendüne auf dem Gellen (Hiddensö) südl. von Vitte.
Im Vordergrund die Windmulde, an deren Rändern die Vegetation in Stücken hinabhängt. An ihrem Boden infolge der Nähe des Grundwassers feuchter Sand mit entsprechender Vegetation. Dahinter die Windbahn, vegetationslos, die zu der Haldendüne hinaufführt, in der sich das aus der Windmulde herausgeblasene Material anhäuft. Sie ist mit Psamma bewachsen. Blick nach Osten.
Aufn. von R. Hermann.



Dünen der hinterpommerschen Küste. Wanderdünen (Leuchtturm-Düne, Koppel-Düne, Kuller-Berge); Windmulden und Haldendünen. Aufgestautes Haff (Gr. Dolgen-See). — Etwa 1:45000.

Isobathen nach der Seekarte. Ausschnitt aus dem Meßtischblatt 170 Scholpin.

Tafel VI.



Erosion und Rinnenbildung durch Gezeitenströme. Hakenbildung des Ellenbogen am Lister Land und bei List selbst nach Nordwesten hin. Freier Strandwall Uthörn. Auf dem Lister Land Wanderdünen im Übergang zu Parabeldünen; zwischen Jenstongthal, Ellenbogenthal, Mannemorsumsthal und Blidsel schon deutliche Parabeläste, ebenso in den Norder Strand-Thälern u. a. Von da seewärts Windmulden und Haldendünen. Dünenkliff bis zum Westleuchtturm. Marschenbildung durch Pflanzen und Sandflug im Winkel des Ellenbogen und des Kleinen Hafens bei List.

1 : 45000 (rund). Ausschnitt aus Meßtischblatt 70 List mit Hinzufügung der Isobathen.

Bild 1. — Umbildung von Wanderdünen zu Parabeldünen in Jütland.
An der Küste eine jüngere Generation von nach dem Winde orientierten Dünen.
Ausschnitt aus dem dän. Meßtischblatt Y 27 Vangsaa.
1 : 50000 (rund) Höhen in Fuß = 0,3 m.

Bild 2. — Parabeldüne an der Westküste von Jütland. Links oben der Vorstrand.
Ausschnitt aus dem dän. Meßtischblatt X 27 Bleghule.
1 : 20000 (rund) Höhen in Fuß = 0,3 m.

Voll ausgebildete Parabeldünen
in Nord-Jütland vor einem Landkern, der von einem früheren Kliff angeschnitten ist.

Ausschnitt aus dem dän. Meßtischblatt Q 28 Kollerup.
Höhen in Fuß = 0,3 m. 1 : 40000 (rund)