

Sonderabdruck aus dem X. Jahresbericht  
der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald.  
1906.

---

**Die Landverluste an den Küsten Rügens  
und Hiddensees,  
ihre Ursachen und ihre Verhinderung.**

---

Von

**Johannes Elbert.**

---

Mit einer Karte.

---

**Greifswald 1906.**  
Verlag der „Geographischen Gesellschaft“.  
Druck von Julius Abel.

I.

# Die Landverluste an den Küsten Rügens und Hiddensees, ihre Ursachen und ihre Verhinderung.

Vortrag, gehalten der Königlichen Regierung zu Stralsund  
am 5. Oktober 1903.

Mit einer Karte.

Von **Dr. Joh. Elbert.**

Schon seit Jahrhunderten hat man versucht, die Küsten der Ostsee gegen den zerstörenden Einfluss des bewegten Meeres zu schützen; man errichtete eine ganze Anzahl von Küstenschutzwerken, die ihren Zweck teils befriedigend, teils ungenügend erfüllt haben. Besonders in dem letzten Jahrzehnt haben sich unsere Erfahrungen über Uferschutz wesentlich geändert, und doch kann heute die Frage: „Wie schützen wir unser Land vor der fortschreitenden Zerstörung durch das Meer?“ noch lange nicht als erledigt betrachtet werden. So wurden Schutzbauten errichtet in Mecklenburg: am Heiligendamm, bei Warnemünde, Müritz und Wustrow-Ahrenshoop; im Lübeckischen: bei Travemünde; in Pommern: am Zingst, Ruden, an der Greifswalder Oie, bei Sassnitz, Göhren, Thiessow, auf Hiddensee, am Streckelberg, bei Zemin auf Usedom, bei Grosshorst, Funkenhagen, Jershöft, Rügenwaldermünde und Damerow; in Westpreussen: bei Rixhöft, Oxhöft in der Putziger Wiek und Neufahrwasser; in Ostpreussen endlich: bei Pillau, Palmnicken an der samländischen Küste, Brüsterort, Neukuhren, Cranz und Sarkau.

Die grosse Anzahl der aufgeführten und anderer kleinerer Küstenschutzbauten lässt nun schon auf eine reiche Erfahrung

in der Anlage solcher Bauten schliessen, dass es zwecklos erscheint, hier näher auf ihren praktischen Wert einzugehen. Vielmehr soll in diesem Vortrage gezeigt werden, dass eine geologische Untersuchung des Landes als notwendige Vorbedingung für eine zweckentsprechende Anlage eines Küstenschutzwerkes zu gelten hat; denn, wenn auch die Benagung des Ufers durch das Meer die direkte Ursache für den Landverlust darstellt, liegt doch der eigentliche Grund wesentlich im geologischen Aufbau des Landes begründet. In zweiter Linie kommt dann die abradierende und akkumulierende Tätigkeit des Meeres, d. h. die Küstenversetzung, in Frage.

Um den geologischen Bau der für uns in Betracht kommenden Landstrecken recht zu verstehen, muss ich zunächst auf seine Vorgeschichte, d. h. die Entstehung und allmähliche Herausbildung der Oberflächengestaltung Vorpommerns und Rügens, eingehen. Das Grundgebirge unseres Landes wird von Meeresablagerungen der Kreide- und der Tertiärformation gebildet, nämlich aus Kreide, Kalkmergel, Kalkstein, Ton, verschieden gefärbten Sanden und Kiesen, welche zahlreiche Versteinerungen aus jenen Perioden führen. Dieses wird von den Bildungen der Diluvialzeit bedeckt, eine Periode, in der die Gletscher Skandinaviens dreimal\*) bis in das Innere Deutschlands vordrangen und zusammenhängende Inlandeisdecken bildeten. Diesem Landeise fällt ein Hauptanteil an der Ausgestaltung unseres Bodenreliefs zu, da es ungeheuere Schuttmassen aus dem skandinavischen Nährgebiete und der Ostsee mitführte und diese zur Grundmoräne verarbeitete, einem blaugrauen bis gelbbraunen Mergel, der mit zahlreichen gerundeten, geschliffenen und geschrammten Gesteinstrümmern, Geschieben, durchsetzt ist. Während sich dieser Geschiebemergel auf der Sohle des Inlandeises zu Hügeln auftürmte, wurden vor seinem Rande, sowohl während des Vorrückens und des Stillstandes, als besonders während des Rückzuges mit Hilfe der Schmelzwässer Sande, Kiese und Geröllmassen

---

\*) Die neuerdings immer mehr Zuspruch findende Annahme einer nur zweimaligen Vergletscherung des norddeutschen Flachlandes teilt Verf. für das Gebiet von Vorpommern und Rügen nicht.

aufgeschüttet, in den aufgestauten Seebecken, z. B. des Haffgebietes und in der Ostsee, Tone abgesetzt. Gemäss dieser dreimaligen Vereisung finden sich drei Geschiebemergelbänke, durch fluviatile, lakustrine und marine Bildungen getrennt. Diese einfachen Lagerungsverhältnisse sind jedoch nicht überall auf den ersten Blick erkennbar, da vielfache Störungen, tektonische Dislokationen, die Aufeinanderfolge der einzelnen Formationsglieder in mannigfaltiger Weise verändert haben. Die Bewegungen und Verschiebungen der Erdkruste werden hervorgerufen durch die beständige Volumverringernng unseres Planeten infolge der Abkühlung, sodass die durch diesen Vorgang erzeugten Spannungen das Bestreben zeigen, sich in tangentiale und radiale, d. h. in horizontale, schiebende und faltende, und in vertikal senkende Bewegungen zu zerlegen. Dass solche Krustenbewegungen im Bereiche des westlichen Baltikums eingetreten sind, beweisen uns die Niveaudifferenzen, welche in der Höhenlage gleichalteriger und in denselben Meerestiefen gebildeter Schichten existieren. So befindet sich die weisse Schreibkreide, die im Innern Rügens 166 m, im Felskegel des Königstuhls 122 m, auf der Insel Moen etwa 150 m hoch aufragt, im Umkreise dieser Inseln beträchtlich, in unmittelbarer Nähe Rügens 30—40 m unter dem Meeresniveau. Im baltischen Höhenrücken liegt das Kreidegebirge ebenfalls an verschiedenen Punkten weit über dem Meeresspiegel, so in Mecklenburg ca. 103 m, im mecklenburg-uckermärkischen Landrücken, z. B. den Brohmer-Bergen, bis 132 m hoch, während es im mecklenburgisch-pommerschen Küstenlande terrassenförmig sogar bis unter das Meeresniveau abfällt, bei Rostock 80—88 m, bei Stralsund 45—62 m und bei Greifswald bis 50 m.

Wenn man für das Innere Deutschlands die Bildung der Gebirge während der Tertiärzeit hat nachweisen können, so lässt sich der Beginn der Bildung des baltischen Höhenrückens zur Zeit nicht genau fixieren, wohl aber weiss man, dass sein nördliches Vorland am Ende der zweiten diluvialen Vereisung eine tiefgreifende, ausgedehnte Veränderung durch Einbrüche, Absenkungen grösserer und kleinerer Schollenkomplexe

zwischen stehengebliebenen Horsten und selbst Emporpressungen grösserer Massen erlitten hat. Neuerdings ist man geneigt anzunehmen, dass das Zurückgehen des Eises und die damit verbundene ungleichmässige Belastung der Erdoberfläche infolge lokalen Aufhörens des Druckes einer viele hundert Meter mächtigen Eismasse, eine Wiederbelebung der alten tektonischen Spalten, d. h. erneute Verschiebungen der Erdkruste, hervorrief. Man findet bei Brunnen- und Tiefbohrungen eine von der gewöhnlichen geologischen Schichtenfolge abweichende Wechsellagerung der Erdschichten an verschiedenen, oft ganz nahe bei einander gelegenen Punkten.

Die natürliche Aufeinanderfolge der Erdschichten ist: 1. Glaciale Kiese und Sande, sowie lokal Tone und Mergel-sande, 2. oberer Mergel, resp. sandiger Lehm der jüngsten Eiszeit, 3. kohleführender feiner Sand und Ton der Interglacialzeit, 4. glaciale Sande, Kiese und Tone, 5. mittlerer Mergel der Haupteiszeit, 6. glaciale Kiese, Sande und Tone, 7. lokal Sande und Tone der älteren Interglacialzeit mit Pflanzen und Tierresten, 8. unterer Mergel der alten Eiszeit, 9. glaciale Sande und Kiese, 10. Grundgebirge, (Tertiär, Kreide). Nun findet man häufig, dass bei einer gewissen Tiefe eine Wiederholung eines Teiles der angeführten Schichtenreihe stattfindet, welche so weitgehend sein kann, dass sogar unter Kreide und Tertiärbildungen mehrfach wieder diluviale Bildungen folgen. Diese Erscheinung erklärt sich durch die Verschiebung der zerstückelten Schollen an flach einfallenden Verwerfungsspalten, infolge der Auslösung der vorhandenen Spannungen durch Einsenkung gewisser Partien, sodass eine Aufpressung der einen Scholle gegen die andere stattfindet. Schon seit langem kennt man derartige Profile aus den Steilküsten Jasmunds. Bald hat man einfache Verschiebungen des Diluviums gegen die Kreide, bald ist mit der Aufpressung der Kreide eine Faltung der Kreideschichten verbunden, wie sie an den Umbiegungen und Verdrehungen der Feuersteinbänke in der Kreide deutlich sichtbar werden. Dass diese Verschiebungen stellenweise unter hohem Druck erfolgt sind, beweisen Quetschungserscheinungen, wie Druckschieferung,

Spiegel und Harnische, sowie andere tiefgreifende Deformationen innerhalb der Gesteinsmasse. Da nun diese verworfenen Schichten von den Ablagerungen der letzten, d. h. dritten Vereisung gleichmässig überdeckt werden, ohne dass diese selbst Lagerungsstörungen erlitten haben, so lässt sich daraus mit Sicherheit folgern, dass die Dislokationen am Schluss der zweiten Eiszeit stattgefunden haben.

Aus dem Zusammenwirken und Ineinandergreifen der Vorgänge der Faltung und Dislokation in Deutschland und Skandinavien ging das Baltikum hervor. Seine einzelnen Teile sind von verschiedenen Hauptspaltsystemen beherrscht, Vorpommern und Rügen vom sog. hercynischen mit der Haupterstreckung in der NW—SO-Richtung, Hinterpommern von der NO—SW streichenden Erzgebirgs-Faltung und Skandinavien von verschiedenen anderen Systemen. Alle diese stossen im jetzigen Ostseebecken zusammen und haben hier die grossen Senkungen, sowie die Bildung der Ostsee selbst im Laufe der Zeit veranlasst. Im Haffgebiet liegt der südliche Kreuzungspunkt der von NO und NW kommenden Spalten mit der grossen småländer N-S-Spalte, worauf W. Deecke die trichterförmige Einsenkung dieses Gebietes zurückführt. Sogar in der älteren Alluvialzeit sind noch Senkungen in grösserem Umfange erfolgt, wie dies deutlich aus der einseitigen Neigung der jung-diluvialen Seeterrassen am Nordabhange des uckermärkisch-mecklenburgischen Landrückens zu ersehen ist. Vorpommern und Rügen, das vom NW—SO laufenden, hercynischen Spaltsystem zerrissene Schollenland ist als nördliches Vorland des baltischen Höhenrückens in 6 Stufen streifenweise abgebrochen, von denen die beiden am tiefsten liegenden im Strelasund zusammenstossen.

Der innere Bau zeigt die sog. Schuppenstruktur infolge der schon erwähnten Schollenüberschiebung. Die 6 Schollenstreifen des Grundgebirges sind durch zahlreiche, senkrecht zur Längsrichtung verlaufende oder von einem Punkte radial ausgehende Sprünge quer gegliedert und zerstückelt. Aus den mannigfaltigen Verschiebungen dieser zahlreichen Schollenteile

gegen einander sind nun die besonders für Rügen charakteristischen Aufragungen und Vertiefungen zu erklären.

Diesen tektonischen Vorgängen verdankt Vorpommern und Rügen seine hervortretenden Bodenformen. Durch die Untersuchungen R. Credners lernten wir kennen, dass das Relief Jasmunds durch 3 Spaltsysteme bedingt ist: in der Stubnitz durch ein N—S-liches, an welches sich landeinwärts im nördlichen Teile ein O—W-liches und im südlichen ein NO—SW-liches anschliesst, sodass zwei nach W offene Flügelhorste entstehen. Nach ihm wird Wittow von einem NW—SO-lichen Spaltsysteme beherrscht, neben welchem noch im südlichen Teile untergeordnet ein NO—SW-liches vorkommt, sodass durch beide wiederum ein Flügelhorst gebildet wird. Auch die Diluvialschichten der anderen Gebiete Rügens sind von charakteristischen Spaltsystemen durchzogen, die Granitz von NO—SW, neben untergeordneten NW—SO-Spalten (ein sich durchkreuzender Flügelhorst), sowie einigen NNW—SSO und WNW—OSO-lichen im östlichen Teile derselben, Mönchgut: der Göhrener Rücken, Kl. Zicker, Thiessow von O—W-lichen, die Reddewitz, Gross Zicker von WNW—OSO-lichen und die Lobber und Mariendorfer Scholle von ONO—WSW-lichen Spalten.

Durch diese tektonischen Vorgänge am Ende der zweiten Interglacialzeit wurde jedoch nur die Grundlage des Bodenreliefs geschaffen, die weitere Ausgestaltung bis zur heutigen Erscheinungsweise ist das Werk anderer, besonderer, von aussen wirkender, exogener Vorgänge. Als Hauptfaktor ist das, von Skandinavien zum drittenmale durch die Ostsee heranrückende Inlandeis anzusehen. Die gewaltige Eismasse presste nicht nur die Grundmoräne in die vielen tektonischen Klüfte und Spalten hinein, sondern führte auch den zertrümmerten Grundgebirgsschutt, selbst grosse Schollen mit sich fort. So wurde die Ostseedepression durch Ausräumung von Gesteinsmassen vertieft, und das Festland durch die Abschleifung der durch die tektonischen Dislokationen geschaffenen schroffen Formen abgerundet. Alle die Eisbewegung hemmenden Aufragungen wurden mehr oder weniger abgetragen, der Schutt mit der

Grundmoräne auf der Leeseite der Buckel abgelagert und schon vorhandene Tiefen zwischen ihnen erweitert. So stellt der Jasmunder Kreidehorst sowohl als Ganzes, als auch jedes seiner durch Spaltenbildung von NO nach W und SW entstandenen Teile für sich je einen Buckel dar, an dessen nördlicher Stosseite die Kreide hervorsieht, an dessen Leeseite sich aber ein langer Schweif von Kreidetrümmern und Geschiebemergel anschliesst.

Aufpflügungen und Aufschiebungen von Grundgebirge werden besonders vom zweiten Hauptinlandeise bewirkt und zwar vornehmlich an der dem Eise entgegen gerichteten Nordseite Vorpommerns und Rügens, dann aber besonders an den Seiten von schon vorhandenen Vertiefungen, z. B. in der Oderbucht, wo auf der Greifswalder Oie die schönsten Profile von glacialen Stauchungen, Aufpressungen und Überschiebungen von Gaultsanden, Kreide und Eocänton und -Tuff, neben solchen von glacialem Alter, nämlich unterem Geschiebemergel, interglacialen Sanden und Tonen, glacialen Kiesen usw., alles in der Richtung von NO nach SW hin, beobachtet werden können und weiter auf der Westseite Rügens in der zwischen Wittow und Hiddensee liegenden Bucht, nämlich im Steilufer der Schwarbe, wo glaciäle Sande von NO her einseitig aufgepflügt und teilweise nach SW übergebogen sind, während auf Hiddensee selbst glaciäle Stauchungserscheinungen kaum vorhanden sind.

Als am Ende der Diluvialzeit das Inlandeis sich endgültig nach dem Norden zurückzog, ergriff die See von den tieferen Teilen des Baltikums Besitz. Unser Land hatte jedoch noch nicht seine heutige Gestalt, denn noch bestand zwischen Vorpommern, Rügen, Dänemark und Schleswig-Holstein eine zusammenhängende Landbrücke. Das Inlandeis gab aber bei seinem Rückzuge ausserdem mit Hilfe seiner gewaltigen Schmelzwassermassen dem Lande ein charakteristisches Flusssystem, dessen Täler heute nur noch von unbedeutenden Fluss- und Bachläufen eingenommen werden. Der Hauptstrom, dessen Oberlauf im Strelasunde zwischen Rügen und dem Festlande liegt, verlief zwischen Fehmarn und Falster durch den kleinen Belt zum Skagerak, wo er sich in die Nordsee ergoss.

Die neue folgende postglaciale Zeit brachte bedeutende Niveauperänderungen durch zwei umfangreiche Senkungen im Ostseegebiete, welchen geringe Hebungen folgten, deren letzte in ihren Ausklängen sich noch heute an den schwedischen und finnischen Küsten bemerkbar macht. Mit jeder Senkung war ein Vordringen des Meeres in das Baltikum verknüpft, während die darauf folgenden Hebungen eine Verdrängung der Seewasser und eine Aussüssung zur Folge hatten. Zuerst beginnt der nördliche Teil der heutigen Ostsee sich zu senken, sodass sich durch Eindringen des Eismees mit seiner charakteristischen Fauna ein nordisches Meer bildet. Während dieser Zeit des sogen. Yoldia-Eismees war das westliche Baltikum noch Festland, ebenso in der zweiten Periode der sogen. Ancylus-Zeit. Die letztere wird durch eine Hebung, welche das Zurücktreten und die Absperrung des Meeres bewirkt, eingeleitet, sodass ein Binnensee entstand. Mit der allmählichen Aussüssung dieses Sees verbreitete sich eine typische Süßwasserfauna; sein Wasserabfluss wurde durch die zahlreichen fluvioglacialen Rinnen des westlichen Baltikums zur Nordsee hin vermittelt. Diese Ancylus-Zeit findet ihr Ende durch die zweite Senkung, die dieses Mal das ganze Baltikum, besonders aber wiederum seinen nördlichen Teil, ergriff. Die alten Verbindungsstrassen zur Nordsee, zu denen ausser dem kleinen Belt und dem Sund auch jetzt der grosse Belt gekommen war, sind derart vertieft, dass die Nordsee nun unbehindert in die Depression eindringen kann. Mit ihr wanderte eine neue Meeresfauna ein, sodass das Brackwasser-Binnenmeer der sogen. Litorina-Zeit zur Ausbildung gelangt. Diese zweite Senkung bewirkte im grossen und ganzen die heutige Verteilung von Land und Wasser im Ostseegebiete. Durch sie kam die Sohle unserer grossen Täler z. T. unter dem Spiegel der Ostsee zu liegen. Ausgedehnte Bohrungen in den vorpommerschen Tälern haben eine Lage der Talsohle von im allgemeinen 6—12 m und mehr unter Mittelwasser ergeben, sodass die Täler z. B. der Recknitz, Tollense, Trebel und Peene, wenn man sich den Torf aus ihnen weg denkt, ebenso wie der Strelasund Meeresarme darstellen würden.

Eine aber von neuem eintretende kleine Hebung veranlasst eine Aufwärtsbewegung der Meerestiefe auf den flachen unterseeischen Schwellen der westlichen Ostsee, sodass ein weiteres Eindringen salzreicheren Nordseewassers in die östlichen Teile des Binnenmeeres verhindert wird. Hierdurch werden von neuem die Bedingungen für eine zweite, allmähliche Aus-süssung geschaffen, sodass sich eine besonders durch eine Limnaea charakterisierte Süß- und Brackwasser-Mischfauna herausbildet. Ob mit der Annäherung an unsere Zeit, welche durch die Einwanderung der die ganze Ostsee kennzeichnenden Muschel, der *Mya arenaria*, beginnt, eine weitere, dritte Senkung des westlichen Baltikums eingetreten ist, eine sogen. Postlitorinasenkung, ist noch eine offene Frage, und es könnte sich im höchsten Falle nur um einige Meter handeln. Tatsache ist aber, dass das Meer noch weiter landeinwärts vorge-rückt ist, doch ist dieser Betrag wohl auf Kosten der Ab-  
rasion des Meeres zu setzen.

Was nun die Frage angeht, ob die Senkung auch heute noch fort-dauert, so ist diese auf Grund, seit einigen Jahr-zehnten vorliegender Pegelbeobachtungen zu verneinen. Die bisher beschriebenen Vorgänge im Baltikum sind als eine oscillierende Vertikalbewegung mit immer geringer werdenden Beträgen aufzufassen und die Folge der radialen Spannungszustände zwischen den skandinavischen, finnischen und deutschen Gebirgssystemen. Ihnen verdankt das grosse Senkungsfeld der Ostsee seine Grundform, während die mannigfaltige Gliederung, sowie Ausgestaltung seiner Oberflächenformen der auspflügenden, einebenenden und aufschüttenden Tätigkeit des Inlandeises zuzuschreiben ist.

Mit der allmählichen Entwicklung der Ostseedepression geht nun die Bildung eines Meeres Hand in Hand, damit aber beginnt die Arbeit der Meereswellen als neuer Faktor; sie gleicht durch die beständige Benagung des Landes alle Unebenheiten und Vorsprünge des Seebodens aus, sie erteilt den Inseln und Küstenstrecken durch Erosion und Akkumulation ihre charakteristischen Uferformen. Überall dort, wo die Küsten steil zum Ufer hin abfallen, machen sich die zerstörenden

Einflüsse des bewegten Meeres geltend, sodass nach längerer Einwirkung Abrasionsterrassen entstehen. Diese bestehen aus einem Steilufer und einer Uferterrasse, welche letztere sowohl ein Produkt der Zerstörung, als der Aufschüttung sein kann. Es lassen sich im allgemeinen drei Grundtypen von Abrasionsterrassen unterscheiden: 1) das Steilufer fällt senkrecht bis weit unter das Meeresniveau ab, sodass eine eigentliche Uferterrasse fehlt; 2) das Steilufer fällt fast senkrecht bis zur Meeresoberfläche ab und bildet von da ab zum offenen Meere hin eine sich mehr oder weniger neigende Uferterrasse; 3) das Steilufer ist mehr oder weniger geneigt, ebenso die zugehörige Uferterrasse, deren oberer Teil sogar horizontal werden kann. Von diesen Typen kommen die beiden ersten an hartem Material vor, die letzte an losem oder doch wenig zusammenhängendem. Alle drei Typen werden durch Übergänge mit einander verbunden.

Bei den Steilufern Vorpommerns und Rügens lassen sich nun vier Arten unterscheiden, von denen jede seine charakteristische Böschungsform hat.

1. Kreideufer,
2. Mergelufer,
3. Sandufer,
4. Gemischtes Ufer.

Die beiden ersten bilden senkrechte Abhänge und gehören landschaftlich, wegen ihrer oft abenteuerlichen Formen, zu den schönsten und abwechslungsreichsten. Durch die unterwaschende Tätigkeit des Meeres werden Hohlkehlen gebildet, die bei Sturmfluten nicht selten sich zu Höhlen erweitern, dadurch dass das Meer die Blöcke des Strandes beständig gegen das Steilufer schleudert und so unterminiert. Derartige Höhlen erreichen oft eine bedeutende Tiefe. Eine solche Höhle hat selten längeren Bestand, da ihre Decke unter dem Druck der auflagernden Erdmasse einbricht und dann an ihrer Stelle eine Nische, resp. zwei Vorsprünge entstehen. Die übriggebliebenen Vorsprünge brechen ihrerseits nach eingetretener Hohlkehlenbildung ein Stück nach dem anderen gleichfalls zum Strande ab; die entstandene Schutthalde wird in kurzer Frist mit Ausnahme grösserer Geschiebe, resp. der

Feuersteine, durch das Meer weggeräumt. Auf solche Weise rückt das Meer gegen das Land beständig vor, und die Landverluste würden noch beträchtlich grösser sein, wenn nicht durch die Selbsthilfe der Natur, durch Bildung eines Blockstrandes das Hinterland einen Schutz fände.

Die Sandufer sind schon bei geringer Unterspülung der Vernichtung preisgegeben, da die leichten Diluvial-, Heide- und Dünensande vom Meere leicht fortgeführt werden und auch selbst leicht der Verstärkung ausgesetzt sind. Je nach der Korngrösse des Materials häufen sich die Sande unter ihrem maximalen Schüttungswinkel ( $15-35^{\circ}$ ) an.

Das gemischte Ufer, zusammengesetzt aus Kreide-, Mergel- und Sandufer besitzt sehr malerische Uferformen wegen des öfteren Wechsels in der Gesteinsbeschaffenheit. Bald überwiegt der Sand den aufgelagerten Mergel, und es bilden sich dann durch Wegrutschen des Sandes Höhlen unter einer Mergeldecke (sichtbar nördlich der Hucke auf Hiddensee), bald ist der Mergel mächtiger, und es bläst der Wind aus ihm den Sand fort, sodass tiefe Löcher, selbst amphitheaterartige Nischen entstehen.

Weit gefahrbringender als die direkte Einwirkung des Meeres ist die Tätigkeit der Atmosphärien und Grundwasser. Durch Frost und Antau wird das Gestein gelockert, losgeschält, die Bruchstücke rieseln langsam hinunter zum Strand und häufen sich hier zu Schutthalden an. Durch die Tagewasser werden seine Steilränder durchfurcht und zu Rinnen und Schluchten vertieft. Durch das Einschneiden von Rinnen entstehen Vorsprünge, die durch allmähliche Loslösung vom Hinterlande zu Graten, turmartigen Spitzen und Klinten werden.

Die Denudation wird erleichtert durch zahlreiche Sprünge, welche den Mergel, weniger die Kreide durchsetzen; diese sind teils Absonderungsdiaklase und Trocknungsrisse, teils tektonische Verwerfungsspalten oder bei der Dislokation durch Torsion entstandene Schichtenzerstückelungen (Rupturen) und Verquetschungen zu dünnen, schalig aufgebauten Linsen und Wulsten, sowie zu Blättern und Schiefern. Nicht nur der Vorgang der Schutthaldenbildung trägt zur Vernichtung des Ufers

bei, sondern auch infolge des einfachen Böschungsschubes lösen sich Erdschollen von ihm los. Indem nämlich das Eigengewicht der Erdmasse den inneren Zusammenhang ihrer Teilchen überwindet, bewegt diese sich, infolge der Verlegung ihres Schwerpunktes, um ihre Axe, drehend auf einer konkaven Fläche. Bei diesem Vorgange kann es vorkommen, dass die Spitze höher, als das ursprüngliche Ufer zu liegen kommt, für gewöhnlich aber findet ein staffelförmiger Abrutsch bis zur Einnahme einer Gleichgewichtslage statt. Auf diese Weise entstehen am Ufer halbmondförmige Nieschen oder lange schmale, spitzauslaufende Uferterrassen.

Giebt nicht die Schwerkraft, sondern eine Unterspülung den ersten Anstoss zum Abrutsch von Uferpartien, so fehlen die steilwandigen Nieschen, das rutschende Land senkt sich allmählich nach der Seeseite und bildet eine landwärts sich verjüngende Schlucht. Diese ist von zahlreichen radialen Erdspalten durchsetzt, während die Erdschichten divergierend auseinander weichen und konzentrische, abwärtsgeneigte Bögen bilden. Dieser Entstehung ist z. B. die Swantewitschlucht auf Hiddensee westlich des Leuchtturmes. Derartige Schluchten entstehen auch bei Vorhandensein von Ton in den unteren Teilen eines kompakten Mergelufers, indem nämlich dieser durch Sickerwasser oder durch Eindringen von Meerwasser bei Hochwasserstand aufweicht, herausquillt und eine Senkung der aufgelagerten Schichten hervorruft, welche erst aufhört, wenn die entstandene Schlucht ihre Maximalböschung eingenommen hat. Auf der Greifswalder Oie lassen sich z. B. solche Schluchtenbildungen mehrfach beobachten (gleich hinter dem Seemannsheim, dann am Leuchtturm).

Unter den Ursachen, welche den Landverlust bedingen, kommt endlich noch die Tätigkeit der Grundwasser in Betracht, die das Erdreich aufweichen und dadurch die Verschiebungen unterstützen. Besonders weittragend wird ihre Bedeutung im Bereiche der Verwerfungen, da diese die Bewegung des Grundwasserstromes erleichtern und dadurch nicht selten den Abrutsch grosser Schollen befördern. Die dem Ufersteilrand entspringenden Quellen durchnässen ihre Umgebung und ver-

anlassen die Bildung von oft bedeutenden Schlammströmen. Gleiches bewirkt auch die Schneeschmelze. Alle bisher besprochenen Erscheinungen des Landverlustes treten in mannigfaltiger Kombination an den Küsten Vorpommerns, Rügens, der Greifswalder Oie und Hiddensees auf, ganz besonders bei letzterem und zwar in seinem nördlichen Teil, dem sog. Dornbusch. Dieser ist sehr gefährdet, und alle Anzeichen sprechen dafür, dass hier in nicht zu ferner Zeit ausgedehnte neue Landverluste zu erwarten sind, wenn nicht bald wirksame Schutzmassregeln ergriffen werden. Der Dornbusch auf Hiddensee stellt einen steilaufragenden NO—SW streichenden isolierten Höhenrücken dar von ungefähr  $3\frac{1}{2}$  km Länge und  $1\frac{1}{2}$  km Breite. Die Haupterhebungen liegen unmittelbar an der steil abfallenden NW-Küste und dachen sich nach SO schnell terrassenartig ab. Die Insel ist das Produkt einer Hebung um ca. 60 m bei den tektonischen Vorgängen während der Eis- und Interglacialzeit. Der Dornbusch wird von dem NW—SO streichenden, herzynischen Spaltsystem beherrscht; mit Sicherheit konnten 6 Hauptspalten nachgewiesen werden. Äusserlich geben sich diese Spalten durch grabenartige Furchen, Talmulden und an den Stellen stärkster Schichtenstörungen durch kessel- und wannenförmige Senken- und Einsturztrichter zu erkennen. Die Ränder sind steil geböschet und zeigen an vielen Stellen noch frische Absenkungsflächen und Trümmfelder. In der Vogelperspektive zeigen die grabenartigen Senken scharfe Linien, längs welchen die ursprünglichen Niveaulinien abgebrochen und geknickt wurden. Im Auslaufenden der Täler am Ufersteilrand beobachtet man eine deutliche Zertrümmerung der Schichten. Nach dem Aufreissen der Erdspalte im Inneren des Landes und der darauf folgenden teilweisen Überschiebung des einen Teiles auf den anderen findet infolge des Böschungsschubes ein Einsinken der Oberfläche statt, indem nämlich die Steilränder der Spalte auf konkaver Fläche abwärts gleiten. Das am stärksten rutschende Mittelstück zertrümmert durch die Reibung an den seitlichen Stücken deren unteren Teile und bildet aus diesen eine im tieferen Teile des Spaltes sich ansammelnde Breccie. Die ge-

sunkenen Schollen bilden gegen einander scharfe Terrainabsätze, ihre Oberfläche, sowie die Schichten der paarig vorhandenen Seitenstücke sind von der Mitte nach aussen hin geneigt. Noch heute finden in der Nähe des Uferrandes Verschiebungen statt. Noch vor 25 Jahren sollen die in diesen Talsenken liegenden sollartigen Depressionen, wie der „grosse und kleine Grummkerl“, „Ellersegen“, „Alter und Neuer Teich“ und „Reitsoll“ mit Wasser gefüllt gewesen sein, die durch Brüche nach dem Vitter Bodden abflossen. Heute sind mehrere Brüche ganz eingegangen, andere aber so unbedeutend, dass man ein Versinken des Wassers annehmen muss. Im Honiggrunde beobachtet man in der Tat ein zweimaliges Hervortreten von Quellen und ein darauf folgendes völliges Versiegen ein Stück tiefer zum Binnenwasser hin. Infolge jüngerer Verschiebungen müssen undurchlässige Erdschichten zerrissen sein, die dann das Wasser in tiefere Lagen eindringen liessen. So ist vielleicht das Versiegen der Quellen auf der Erdoberfläche und das Entstehen neuer im Ufersteilrande zu erklären (Annenquelle an der Hucke). Diese unterirdischen Wassermassen befördern aber durch das Aufweichen der im Innern reichlich vorhandenen Tonbänke, Verschiebungen und z. T. submarine Tonausquellungen. Das ganze Senkungsfeld ist nun durch die herzynischen Spalten in 7 Teile zerlegt, die für sich schon mehrfache Senkungen ausgeführt haben, und zwar nimmt der Senkungsbetrag von NO nach SW hin zu; besonders deutlich heben sich die drei südlichen Teile (Hucke, Schulterberg und Bakenberg) durch Stufen von einander ab, welche je um 20 m gegen einander verschoben sind. Ausgedehnte jugendliche Grabensenkungen sind am Rennbaum zu beobachten. In dem tektonischen Graben, der vom Rennbaum über den Eselstieg zum Hexengrund geht, sind noch frische Erdfälle und Steilränder zu sehen, ebenso in der zugehörigen grossen Mulde hinter der Bismarckdüne. Noch auffallender liegen die Verhältnisse an der Hucke, die bedeutend gegen den Hübnersberg abgerutscht ist und zahlreiche Einbruchlöcher und halbmondförmige, steile Bruchränder zeigt, sodass man nur mit Vorsicht diese Gebiete passieren kann. Diese Vertiefungen sind nicht zu verwechseln

mit den durch Winderosion entstandenen Löchern, Kupsen, der an die Hucke sich nach S anschliessenden Dünengeländes. In den letzten drei Jahren stellten sich ausserdem Anzeichen einer beginnenden Senkung des Bakenberges gegenüber dem Schluckswiek-Berge ein, ein Umstand, der wohl einer näheren Berücksichtigung wert ist, zumal auf dem letzteren der Hiddenseer Leuchtturm steht. Die Ursache dieser neuen Schollenbewegung ruht in der Wiederbelebung der von Grieben herkommenden herzynischen Querspalte, die ihrerseits in dem grossen Küstenabrutsch südlich der Swantewitschlucht am nördlichen Abhange des Bakenberges mündet. Als Ursache dieser Verschiebung ist jedoch der randliche Böschungsschub anzusehen, der durch die Lage der Querspalte begünstigt wird. Unter den zahlreichen hier entstandenen Spalten der Swantewitschlucht ist eine, die obere, bemerkenswert. Sie hatte vor drei Jahren einen steilen Bruchrand von  $\frac{1}{4}$  m Höhe; dieser ist aber im folgenden Jahre auf ca. 1 m, heute schon auf fast  $2\frac{1}{2}$  m Höhe angewachsen. Nimmt nun aber die Senkung dieser Abrutschmasse auch in den nächsten Jahren seinen Fortgang, und dieses ist als höchst wahrscheinlich anzunehmen, so gewinnt dadurch die herzynische Spalte am Schluckswiek-Berge den nötigen Spielraum, um auch ihrerseits Schollenbewegungen einzuleiten, zumal schon nördlich des Schluckswiek-Berges eine ausgedehnte Abrutschmasse existiert. Die sicher zu erwartende Folgeerscheinung wird zunächst gleichfalls eine Wiederbelebung der beiden NO und SW laufenden Parallelspalten, und damit das Ausweichen des ganzen Schluckswiek-Berges nach Westen hin sein. Mag die Verschiebung dieser nicht unbedeutenden Landmasse auch anfangs nur gering sein, so kann sie doch eine Neigung des Leuchtturmes nach O oder S und bei der Nachgiebigkeit des benachbarten Untergrundes, — meines Wissens ist sein Fundament schon einmal verstürzt — seine völlige Zerstörung bewirken. Wir haben also auf Hiddensee an dem NW-lichen Steilufer eine ausgedehnte, randliche Bruchbildung eines Streifens von 100—120 m Breite im nördlichen, und von ca. 200 m im südlichen Teile, die von dem Bau des Landes, besonders durch

die tektonischen Spalten befördert wird. Es wäre daher zu raten, 1. durch Bohrungen im Umkreise des Leuchtturmes die Lagerungen im Schluckswiek-Berge gegenüber den anstossenden Erdschollen festzustellen, um so die Standfestigkeit des Leuchtturmes zu ermitteln, und 2. durch Befestigung des Tieten Ufers, besonders in der Umgebung der Swantewitschlucht zwischen Schluckswiek und Bakeberg, dem Uferabrutsch wirksam ein Ziel zu setzen; denn der Leuchtturm weist schon eine grosse Anzahl, vom Fundamente bis zur Krone reichende Risse, besonders auf der W und NW-Seite auf. Da gerade im Wachraume der Wärter die Risse sowohl durch den äusseren, wie inneren Mantel hindurchgehen, besteht hier nicht nur ein beständiger Luftzug, sondern es dringt der, besonders aus der westlichen Richtung auftretenden Schlagregen durch die Klüfte in das Innere ein, sodass nicht selten kleine Wasserrinnen die Steinstufen des Leuchtturmes abwärts rieseln. Diese Wasser aber sammeln sich oft bedeutend im Keller- raume an und durchweichen den Lehm Boden des Fundaments.

In dem bis jetzt Gesagten glaube ich gezeigt zu haben, dass die Mannigfaltigkeit in der Gestaltung der Uferformen und die Ursachen der grossen Landverluste, besonders auf Hiddensee, hauptsächlich auf der wechselvollen Zusammensetzung und Lagerungsweise beruhen, wie sie die verschiedenen am Aufbau des Landes beteiligten Formationsglieder haben. Erst in zweiter Linie kommt die Abrasionstätigkeit des Meeres in Betracht, das sowohl den losgeschälten Denudationsschutt und das abgerutschte Land forträumt, als auch durch direkte Benagung der Steilküste an der Vernichtung des Landes arbeitet.

Mit der Abrasion des Ufersteilrandes ist innig und notwendig verbunden eine Aufschüttung der losgelösten Massen an anderer Stelle. Es ist nun leicht einzusehen, dass man ein billiges Mittel zur Verhütung weiteren Landverlustes haben würde, wenn es der Menschenhand gelänge, sich diese akkumulierende Tätigkeit des Meeres dienstbar zu machen, d. h. diese Arbeit der Natur an erwünschter Stelle verrichten zu lassen. Die Möglichkeit einer solchen Ausnutzung der Naturkraft ist ohne Zweifel vorhanden, und handelt es sich nur um

die rationellste Vorrichtung zur Erreichung des angestrebten Zieles. Es soll nun in folgendem gezeigt werden, zunächst unter welchen Bedingungen eine Akkumulation überhaupt stattfindet und dann speziell, wie es gelingen muss, die akkumulierende Tätigkeit des Meeres an bestimmte, der Deckung notwendig bedürftiger Stellen der Küste zu verlegen. Eine Akkumulation ist nun einzig abhängig von der Art der Küstenversetzung d. h. der Tätigkeit des Küstenstromes und der schräg auflaufenden Wellen. Wenn der Wind bläst und die oberen Schichten des Meerwassers aufwühlt und gegen die Küsten schleudert, so entsteht durch den Stoss des Wellenberges gegen das Land eine Strömung längs der Küste. Die vor- und zurückgehenden Wellen bewegen das Flachwasser nahe der Küste kräftig auf und ab, die Welle stösst Sand- und Geröllmassen in der Richtung ihrer Bewegung vorwärts, und der Rückfluss nimmt sie senkrecht zum Strand wieder mit in die See. Auf diese Weise bewegen sich die Geschiebe in Zickzackbahnen an der Küste entlang.

Die Küstenversetzung ist am geringsten, d. h. es findet eine einfache Rückströmung der auflaufenden Wasser statt, wenn die Stossrichtung der Welle senkrecht zur Küste steht, am grössten, wenn die Wellenrichtung parallel mit der Küste verläuft, in den Zwischenstadien erleidet die Küstenversetzung eine Ablenkung nach links, wenn die Wellen auch nach links gerichtet sind, eine nach rechts dagegen, wenn die Wellen nach rechts gekehrt sind. Die Transportbahnen der Uferdrift würden nun immer am Lande entlang und auf dieses gerichtet sein, wenn sie nicht von der Küstenströmung beeinflusst würden. Letztere geht bald parallel dem Ufer, bald wendet sie sich nach kürzerem oder längerem Laufe demselben zu oder von demselben ab. In diesem Falle werden die transportierten Schotter vom Lande fortgeführt, d. h. es findet Abrasion statt, oder in jenem zum Lande hingeführt, d. h. es tritt Akkumulation ein und zwar, immer ganz abgesehen davon, wie die Welle auf den Strand aufläuft. Von dieser gewöhnlichen Regel gibt es jedoch eine ganz merkwürdige Ausnahme. Häufig begegnet man Windseen, die in der Nähe der Küste

eine dem Wellengange entgegen gerichtete Küstenströmung der oberen Wasserschichten hervorrufen. In diesem Falle zeigt dann die Küstenversetzung das Bestreben nach links auszuweichen, wenn die Wellen sich nach rechts wenden wollen und umgekehrt. Immer liegt aber die Transportrichtung in der Richtung des Küstenstromes, nicht in der der Wellen. Die Gegenströmung wird um so geringer, jemeher die Richtung der Küste mit der Richtung der Welle zusammenfällt. Damit gewinnt dann natürlich die Küstenversetzung an Kraft und transportiert das Geschiebe weiter, je mehr beide Richtungen konvergieren. Auch bei dieser Küstenversetzung findet eine Akkumulation an der Landseite statt, je nach der Lage in mehr oder minder starkem Masse. In dem Zusammenwirken von Wellenstoss und Küstenströmung liegt demnach eine zu verwertende Arbeit, die bei einer künstlichen Vergrösserung des Landes in Frage kommen kann, indem der Strand in sich ein durchschnittliches Gleichgewichtsverhältnis darstellt zwischen der Transportkraft der aufschlagenden Brandungswelle und der abfließenden Rückströmung. Jeder Sand nimmt im ruhenden Wasser einen natürlichen Böschungswinkel ein, der dem Grenzwerte für das Rollen und Gleiten der Körner entspricht. Zu jeder verschiedenen Geschwindigkeit des bewegten Wassers gehört ein Grenzwinkel über den ein Sand von bekanntem spezifischen Gewicht und Reibungskoeffizienten von bestimmter Grösse und Gestalt der Körner, nicht mehr geschoben wird. Im bewegten Wasser ist der Böschungswinkel wesentlich beeinflusst durch die Kraft der Rückströmung. Ist diese relativ gross, entsprechend der grossen Wucht der aufschlagenden Welle, so wird eine starke Böschung ausgebildet, ein nur schwacher Rückfluss begünstigt die Bildung einer sanft ansteigenden Böschung. Wenn der Strand zur See hin steil abfällt, so treibt die Rückströmung die vom Winde bewegten Wasser heftig seewärts und verhindert eine grössere Akkumulation, bei sanft abfallenden Strände aber türmt der Wind die Wasser an der Küste auf, die Welle überschlägt sich infolge des Anpralls gegen die nur flach geneigte Fläche, verliert dadurch den grössten Teil seiner Kraft und bewirkt die

Aufschüttung eines Strandes mit relativ hoher Oberfläche. Die Folge dieser Art von Akkumulation ist immer die Bildung eines schwach-sichelförmig gebogenen Profiles, das seawärts konkav, landwärts konvex ist.

Das einfachste Produkt der Akkumulation ist der Strandwall. Dadurch, das die Wellen auf flachem, sandigem Strande mehrere Meter landeinwärts lecken, versinkt ein Teil ihres Wassers im Sande, der wie auf einem Filter zurückbleibt und schliesslich entsprechend dem Stande des Mittelwassers einen mehrere Meter breiten und abwechselnd hohen Wall aufhäuft. Wenn nun schon der einfache Strandwall zur Verbreiterung der Küste beiträgt, so wird diese jedoch noch erheblicher befördert durch Akkumulation von Riffen oder Schaaren und ganz besonders durch Bildung von Strandterrassen. Riffe oder Schaare sind lange, der Küste annähernd parallel laufende, oft in Reihen angeordnete Sandbänke. Wenn der sublitorale Boden eine sehr flache Neigung hat (etwa gegen  $5^0$ ), so brechen sich die Wogen schon in einiger Entfernung von der Wasserkante, mit der also dann die Brandungszone nicht zusammenfällt. Da die Uferdrift von der Transportkraft der Küstenversetzung abhängt, so folgt sie der Brandung und nicht der Wasserkante und häuft dadurch in einiger Entfernung von letzterer einen zusammenhängenden Rücken, das Riff, auf, dessen Kamm einige Fuss unter dem Mittelwasser liegt. Ein solches Riff ist funktionell dem Strande äquivalent, da es den Weg der Uferdrift bezeichnet, von diesem gebildet ist und nach der Seeseite hin das typische Profil des Strandes zeigt. An ihm bricht sich die anstürmende Woge, erodiert es dadurch an der Seeseite und häuft den Sand landwärts an, sodass das Riff der Küste immer näher rückt und endlich sich mit dem Küstenwall vereinigt. Meist ist die Verschmelzung nur eine einseitige, sodass aus dem Riff ein Haken oder eine Zunge wird, die bei weiterer Akkumulation mit einer seiner Spitzen weiterwächst und beim schliesslichen Erreichen des Landes einen See, eine Blänk, abschnürt.

Die Strandterrasse hat im ganzen genommen eine horizontale Oberfläche, während ihre einzelnen Teile uneben sind und

gewöhnlich parallel gekrümmte Rücken bilden. Jeder Rücken für sich verdankt seine Entstehung einer stärkeren Brise oder auch einem Sturm. Das günstigste Terrain für die Bildung einer Uferterrasse ist der obere Teil einer Bucht, an dem die Wogen mit langem Hube, ohne grösseren Widerstand zu finden, hinaufrollen. Die in eine solche Bucht getriebenen Wellen rufen zusammen mit ihrer Rückströmung einen Küstenstrom im oberen Teil der Bucht hervor, der sich wiederum in zwei Teile teilt, von denen der kleinere mit dem verstärkten Rückstrom zur offenen See zurückfliesst, der grössere sich verbreiternde Strom dagegen allein die Strandterrasse aufbaut; denn dieser die Uferdrift transportierende Küstenstrom wird nun bei Verminderung seiner Strömung allmählich infolge der Absorption durch den ihm entgegengerichteten Bodenstrom gezwungen, an den Seiten der Bucht zu akkumulieren. Die Akkumulation wird oft eingeleitet durch Bildung eines zur Seeseite hin konkaven Kliffhakens an einer der Ecken der Bucht, der entweder zu einer Nehrung auswächst oder die Bildung einer Strandterrasse im Innern der Bucht begünstigt.

Nicht nur Buchten geben indes Veranlassung zur Bildung von Uferterrassen, sondern auch in das Meer hineinragende Vorsprünge, selbst geringe convexe Ausbiegungen der Küste können Akkumulationen bewirken. An solchen Stellen bilden sich nämlich sog. V-förmige Strandterrassen, sowie Riffe und zwar meist mit Hilfe rücklaufender Nehrströme, welche durch eine Teilung des Küstenstromes an der dem Stoss ausgesetzten Seite der Bucht und ein Zurückfliessen an der anderen, vor dem Eindringen des Küstenstromes geschützten, an welcher sie sich begegnen und durch gegenseitige Schwächung infolge der Durchkreuzung ihrer Beharrungsebenen eine Akkumulation bewirken. Diesen besprochenen Akkumulationserscheinungen liegt nun ein Prinzip zugrunde, das sich für den künstlichen Küstenschutz durch Bildung eines schützenden Strandes verwerten lässt. Wenn der, eine Küstenstrecke bestreichende Strom dazu gebracht werden kann, dass er seine Richtung ändert, so muss die neue Stromrichtung die alte Beharrungsebene, die sie schneidet, zerstören. Die weitere Folge ist dann eine Ver-

langsamung der Wassergeschwindigkeit und damit eine Verminderung der Transportfähigkeit der Uferdrift, sodass ein Teil des mitgeführten Geschiebes infolge der eigenen Schwerkraft zu Boden fällt.

Die vorausgesetzte Teilung des Stromstriches lässt nun folgende zwei Möglichkeiten zu: erstens, der Strom teilt sich an der Wasseroberfläche, zweitens, er teilt sich unterhalb der Oberfläche. Für unseren Zweck lässt sich nun der erste Fall verwerten, bei dem noch zwei Unterscheidungen notwendig werden, einmal wendet sich die Strömung von der Küste ab und behält ihre Geschwindigkeit bei oder aber der Hauptstrom geht längs der Küste, seine Stromfäden vergrössern ihren Querschnitt, und seine Geschwindigkeit nimmt ab. Während unter den erstgenannten Verhältnissen die Bildung einer Landzunge oder eines anderen schmalen Walles vor sich geht, wird im letzteren Falle eine Uferterrasse ausgebildet. Die Menge der bewegten Masse hängt einestheils von der Grösse der Wogen ab, andernteils auch von der Beschleunigung der fliessenden Wasser, d. h. umgekehrt bei Verzögerung der Stromgeschwindigkeit nimmt die Transportfähigkeit der Uferdrift ab, und eine Akkumulation ist die notwendige Folge.

Die Vorbedingung, um eine künstliche Akkumulation an bestimmten Stellen einer Küste zu erzeugen, ist, wie aus den letzten Auseinandersetzungen hervorgeht, die Kenntnis der Küsteversetzung. In der Ostsee hat man zwei Arten von Strömungen zu unterscheiden, Temperatur- und Windströmungen. Eine kalte Strömung in der Ostsee kommt vom Norden und ist nach W gerichtet, eine warme hat ihren Ursprung im Süden und folgt dem Ostufer. Für den Geschiebetransport sind diese Temperaturströmungen jedoch ohne massgebliche Bedeutung. Anders verhalten sich die Windströmungen; sie werden von einem Winde erzeugt, der lange Zeit in einer bestimmten Richtung weht und aus einer Reihe von aufeinanderfolgenden Stössen eine kontinuierliche Strömung hervorruft. Die für die Akkumulation vor allem in Betracht kommenden Windrichtungen sind die, welche Hochwasser bringen und sich durch besondere Windstärke auszeichnen, es sind dies er-

fahrungsgemäss die nördlichen, d. h. die aus NO über N bis nach NNW kommenden Winde, während die Niedrigwasser bringenden westlichen, jedoch vorherrschenden und stärksten, nur an tieferen Stellen des Strandes akkumulieren. Durch die NNW-, sowie auch durch die NW-Winde werden die Nordseewasser in die Ostsee, besonders aber in ihren südlichen Teil hineingedrängt. Ähnliches veranlassen auch die N- und NO-Winde, welche dann die Wassermengen des nördlichen Baltikums nach dem Süden drücken, in beiden Fällen kann eine Hebung des Seespiegels eintreten.

Für das Vorherrschen der südlichen Windströmungen und der aus ihnen hervorgehenden Küstenströmungen spricht weiter die Verteilung und Lage der Nehrungen, Kliffe und Dünenhaken in unserem Gebiete. Alle Nehrungen, die Schaabe, die Schmale Heide, die Baaber Heide und der Grosse Strand zwischen Nord-Perd und Süd-Perd legen sich von N nach S in mehr oder minder schwachen Bögen an je zwei Inselkerne an. Die Kliff- und Dünenhaken, der Bug auf Wittow, der Gellen und Alt-Bessin auf Hiddensee und der Ruden nehmen gleichfalls eine fast N—Sliche Längserstreckung ein. Diese südliche Windströmung wird an allen ihr in den Weg tretenden Küstenstrecken eine bestimmte Ablenkung erfahren, welche sich in folgender Weise gesetzmässig bestimmen lässt. Man denke sich z. B. eine kreisförmige Insel in einer bestimmten Fortpflanzungsrichtung der Wellen liegen. Da das Wasser ein unelastischer Körper ist, werden sich die Bündel der Stromfäden nach beiden Seiten hin gleichmässig verteilen, nicht aber der Wellenstoss, der die Küstenversetzung einleitet. Der Stoss, welcher senkrecht auf den Kreis, d. h. seine zugehörige Tangente trifft, wird in sich reflektiert, alle rechts von ihm liegenden Teile werden nach rechts, alle links liegenden nach links gebrochen. Jeder einzelne gebrochene Wellenstoss wird nun durch die Hauptrichtung der Wellenbewegung auf Grund des Parallelogramms der Bewegung in eine resultierende Richtung gebracht und die Verbindungslinie gleichartiger Punkte dieser Richtungen um den ganzen Kreis zeigen die Form einer Cardioïden. In der Natur stellen sich die Niveauflächen der abgelenkten Küsten-

versetzung dar durch die allmählich fortschreitenden Wogen, d. h. jeder Teil der Wellenkämme durchläuft die bezeichnete Cardioide. Als Beispiel mögen die Wellenablenkungen dienen, die auf der Greifswalder Oie bei NO-Sturm gemessen und auf der beigegebenen Karte A durch Blau bezeichnet sind. Die in der Nähe des Leuchtturms senkrecht aufschlagenden Wellen werden derart abgelenkt, dass sie um die Nord- und Ostecke herum sich fortbewegen, bis sie am Riff mit entgegengesetzter Richtung zusammenstossen. Die Wellen sind während der ganzen Dauer der Bewegung um die Insel auf diese zu gerichtet, also befähigt, an allen Stellen des Ufers zu erodieren. Auf diese Form der Bahnen der Wellenstösse auf einer Cardioiden (als den allgemeinsten Fall) lassen sich nun alle Küstenversetzungen und alle Arten der Uferdrift an anders gestalteten Küstenstrecken zurückführen. Auf der Westseite Rügens folgt bei nördlichen Winden die Hauptströmung dem Westufer Wittows und Hiddensees und durch den zwischen beiden liegenden Meeresteil wird ein Stromzweig abgelenkt. Der Bug, der Kliffhaken an der Westküste der Schwarbe, zeigt nun durch seine Ausbiegung nach Osten die Reflexion des ursprünglich südlich gerichteten Stromes nach Westen hin. An der NO-Küste Hiddensees, am „Tote Kerl“ beginnt eine nach O gerichtete Nebenströmung, welche am Dornbusch vorbei, am Enddorn zu einer südöstlichen wird, und dort mit der vorgenannten westlichen Strömung annähernd südlich weitergeht. Ihr ist auch die Anhäuerung eines Kliffhakens, des Alt-Bessin zuzuschreiben.

Durch die Kenntnis der Transportbahnen der Küstenversetzung ist nun die eine Grundbedingung zur Erzeugung einer Ufersicherung gegeben. Es erübrigt noch, eine möglichst günstige Teilung des in bekannter Richtung fließenden Stromes einzuleiten, um dann dadurch eine Akkumulation und damit den Beginn der selbsttätigen Verbreiterung des schützenden Strandes hervorzurufen. Das hierfür in Betracht kommende, schon seit langem bekannte Mittel sind die Bahnen. Bislang baute man die Bahnen senkrecht zum Ufer und nahm keinerlei Rücksicht auf den Gang der Küstenströmung; auch hat man zeitweilig versucht, der Buhne eine schräge Lage zum Ufer

zu geben, indem man den Buhnenkopf der Küstenströmung entgegenrichtete. Die letzte Bauart hatte sich als wenig vorteilhaft bewährt, zumal sie durch die grössere Länge bedeutend kostspieliger werden musste. Die senkrecht eingebauten Buhnen haben nun an vielen Stellen zwar so ziemlich ihren Zweck erfüllt, an anderen aber weniger gut oder garnicht. Der gute Erfolg ist eben dem Umstande zuzuschreiben, dass ihre Lage zu der anhängenden Küstenströmung zufällig eine günstige war. Dem Zwecke des Buhnenbaues entsprechend sollen aber alle Buhnen derart angelegt sein, dass sie weniger als reine Wellenbrecher dienen, als vielmehr eine örtliche Anhängung, d. h. eine Sicherung des Ufers durch die Sicherung des Strandes bewirken. Wie nun früher bei Besprechung der Bildung von Strandterrassen auseinandergesetzt wurde, liegt ihre Vorbedingung in einer geeigneten Teilung der Strombahn. Die Buhne soll nun einen Küstenstrich ersetzen, an dem die Bedingungen für die Bildung einer Strandterrasse gegeben sind.

Um dieses Ziel zu erreichen, muss die Buhne mit ihrer Oberkante über der Hochwassergrenze liegen und darf zur Küstenströmung nicht senkrecht stehen, sondern sie muss gleichsinnig mit der Strömung gerichtet sein und mit den Niveauflächen der Stromfäden einen spitzen Winkel bilden, deren geeignetster für die meisten Fälle ein solcher von  $30-40^{\circ}$  ist, da nur so die Buhne die Verhältnisse eines Küstenstriches darbietet. Unter diesen Voraussetzungen werden alle Stromfäden parallel der Buhne zur See abgelenkt, kreuzen sich am Ende der Buhne mit den normalen Stromfäden des Küstenstromes, sodass infolge der Zerstörung der Beharrungsebene an der Leeseite der Buhne eine Sandanhäuerung stattfindet. Grosse Stromgeschwindigkeiten bei Sturm oder Sturmfluten führen ausserdem zur Bildung eines Nehrstromes, der gleichfalls akkumuliert. Die Brandungswelle läuft nun für gewöhnlich mit einem spitzen Winkel auf den Strand. Erstreckt sich derselbe annähernd in der Windrichtung, so steht die laufende Welle anfangs ziemlich rechtwinklig zu ihm, verkleinert jedoch infolge der Reibung beständig diesen Winkel,

bis sie ungefähr unter einem Winkel von  $30-45^{\circ}$  zum Stranden kommt. Der Winkel einer laufenden Strandwelle nun wird durch eine Buhne allmählich vergrössert bis zur Erreichung des Buhnenkopfes. Hierdurch wird die Kraft der Brandungswelle grösser, sodass aller Sand bis an das Ende der Buhne fortgeführt und bei der nunmehr eintretenden landseitigen Umbiegung der Welle auf der Leeseite der Buhne aufgeschüttet wird. Die Erosion auf der Stosseite der Buhne bewirkt nun aber neben einer Fortführung des Sandes ein langsames Wandern der Gerölle des Unterwasserstrandes in dem von Buhne und Land gebildeten Winkel, wo sie einen vom Strande kommenden, zum Kopfende der Buhne auskeilenden, sichelförmigen Streifen bilden, falls an demselben ein senkrecht zur Buhne stehender Steinfang vorgebaut wird. Durch diesen Vorgang schiebt sich also von stromaufwärts liegenden Teilen des Strandes her ein dichtgepacktes, festgefügttes Geröllpflaster vor, welches die notwendige Packlage zur Bildung einer Sandterrasse darstellt. Eine später stromaufwärts errichtete Buhne wird für jenen stromabwärtsliegenden Unterwasserstrand die notwendige Sandanhäuerung bewirken. Der Entstehung einer Uferterrasse muss notwendiger Weise eine Sicherung des Unterwasserstrandes, vor allem seines seeseitigen Steilrandes vorausgehen. Die Entnahme der schützenden Blöcke gerade vom Unterwasserstrande, den man durchweg bis zu einer Tiefe von 5—6 m rechnen kann, bedeutet den Anfang der Zerstörung des Landes. Überall dort, wo der Unterwasserstrand steile Böschungen zur See hat, ist das einzige Mittel, den Strand zu schützen, eine bis zur Höhe der Sturmflutwasser reichende Buhne mit Steinfang, während eine Sicherung auf flach geneigten Sandstränden auch durch ein Parallelwerk möglich ist. Aber auch bei letzterem ist die Möglichkeit einer nachträglichen Vergrösserung der Strandböschung durch einsetzende Erosion vorhanden, durch welche ein seeseitiges Einstürzen der Steinwälle eintreten würde.

Um nun für die Buhnen mit ihrem Steinfang die Winkelverhältnisse ausfindig zu machen, bedarf es für jeden Strand eines genauen Studiums der Küstenversetzung, d. h. der Strö-

mungsverhältnisse, besonders bei den herrschenden Winden und der Bahnen des Sand- und Gerölltransportes.

Aus dem Gesagten geht direkt die nachteilige Wirkung einer Buhne hervor, deren Kopf auf die Strömung zugerichtet wäre, denn dann würde eine Rückströmung zur Küste hin und damit infolge der resultierenden Quirlströmung eine Erosion auf der Stosseite der Buhne eintreten, sodass die Sandmassen auf den Unterwasserstrand geführt werden, wo sie durch Strömung und Brandung gleichsinnig in die See gestossen werden. Auf der Leeseite der Buhne wird durch die Brandungswelle vom Unterwasserstrand zwar Sand und Geröll landwärts geschoben, doch bleiben dieselben wegen der Vergrößerung der Transportkraft durch das Wachsen des Neigungswinkels nicht hinter der Buhne liegen, sondern wandern am Strande weiter. Das Mittel zwischen den beiden Grenzfällen der geneigten Buhnen nimmt eine senkrecht zur Küste gebaute ein. Bei senkrechtem Auftreffen der Strömung wird die eine Hälfte der Stromfäden landwärts, die andere seewärts abgelenkt, sodass eine Ausnutzung der Stromkräfte zur Bildung einer Strandterrasse garnicht stattfindet. Die Buhne dient in diesem Falle nur zur momentanen Hemmung der Strömung und zur Brechung der auflaufenden Brandungswelle, sodass ein regelloses Ausfallen eines Teiles der mitgeführten Schotter stattfindet; sie muss ausserdem infolge des heftigeren Anpralles einen bedeutend fester gefügten Bau besitzen. Da mit der Abnahme des rechten Winkels die Stosskraft vermindert wird, kann sie leichter gebaut sein, sodass der Kostenaufwand für eine lange, geneigte Buhne sich nicht merklich erhöht.

Zur Darlegung des Prinzips eines rationellen Uferschutzes mögen die gemachten Ausführungen genügen, alle sonst in Betracht kommenden Einzelheiten, die Verhältnisse zwischen Neigung des Strandes und Buhne zu einander und die Breite des zu erzeugenden Strandes sind durch die Erfahrung schon in genügender Weise bekannt, sodass von einer wissenschaftlichen Begründung an dieser Stelle abgesehen werden kann. Meiner Ansicht nach kann der Bau von parallelen Uferschutz-

werken, z. B. Steinwälle, Pfahlreihen mit Vorlage, flache oder steile Uferdeckungen, wie Stackwerke, Böschungs- und Stachelpflaster, Steinbewurf und Betondecken weit mehr eingeschränkt werden, wenn der Bühnenbau in der rechten Weise gehandhabt wird.

Für einen event. Küstenschutz von Hiddensee kommen Bühnen in Frage, die vom Tieten Ufer aus zur Hucke eine Neigung nach SW, vom Tieten Ufer aus zum Enddorn eine Neigung nach NO haben müssen. Vor dem Ende der Bühne müsste ungefähr senkrecht dazu ein Steinfang für die wandernden Gerölle angebracht werden. Der Bau ist im Süden der Insel aufzunehmen und nach Norden fortzuführen, da die Ab-  
rasion des Unterwasserstrandes in seinen nördlichen Teilen grösser ist, als in seinen südlichen. Sprachen wir bislang von den Mitteln zur Verbreiterung des Strandes, so war selbstredend eine solche Verbreiterung nicht als Endziel zu betrachten, sondern nur als Mittel, den Strand bis über den Stand des Hochwassers zu erhöhen; denn die nötige Erhöhung des Strandes, eine schützende Düne, wird aus dem Strand mit Hilfe des Windes gebildet. Sobald der Strand abtrocknet, wird der Sand ein Spiel der Winde und von diesen zu einer Vordüne zusammengetragen. Eine durch eine Düne hervorgerufene Abböschung (Gehängedüne) würde allein schon einen hinreichenden Uferschutz abgeben, noch mehr aber wird die Küste gesichert sein durch eine künstliche Abböschung und Bepflanzung dieses Ufers.



Wellenablenkungen auf der Greifswalder Oie bei NO-Sturm.

