

Küstenentwicklung an der südlichen Ostseeküste

- Autor: Johannes Gerlinger <joejoe@gmx.net> -

Grundlagen

In Mitteleuropa spiegelt die Dreiteilung in Hochgebirge, Mittelgebirge und Tiefland die tektonische Großgliederung wieder. Das Tiefland bildete während des Tertiärs und Quartärs Senkungsgebiete, die gegenüber der Hebung in anderen Gebieten zurückblieben. Deshalb nahmen sie große Sedimentmassen auf, die einerseits von den angrenzenden Gebirgen als festländische und limnische Sedimente und andererseits als marine Sedimente bei Meeresvorstößen (Transgression) abgelagert wurden. An der Erdoberfläche finden wir im Tiefland hauptsächlich quartäre Lockersedimente, entweder als Jungmoränenlandschaften der Weichsel-Eiszeit oder als Altmoränenlandschaften (ehem. Periglazialgebiete → Abluation, Solifluktion, Kryoturbation) der Elster- und Saaleeiszeit. Die zugehörigen Urstromtäler säumen die ehemaligen Eisrandlagen. Große Teile der Altmoränenlandschaft sind durch äolische Sedimente geprägt, wie die Flugsande, in Form von Dünen und Flugsanddecken und die Löss (Bördengebiete). Die Reliefentwicklung des Mittelgebirgsraums reicht bis ins ausgehende Mesozoikum und Tertiär zurück. Hier wurden die Mittelgebirge gegenüber den Tiefländern als relative Hochschollen herausgehoben und zu Abtragungsbereichen. Deshalb fehlt ihnen weitgehend die Überdeckung durch quartäre Sedimente. Ihre letzte tektonische Prägung erhielten die Rumpfschollengebirge während der variskischen Orogenese im Karbon.

Die heute typischen Hochflächen der Mittelgebirge werden aufgrund ihrer Formähnlichkeit mit tropischen Flachreliefs mit einer Reliefentwicklung zu Rumpfflächen unter feucht-tropischen Bedingungen während des Tertiärs in Verbindung gebracht.

Ostsee-Entwicklung

Um das Aussehen und die litoralen Prozesse an der Ostseeküste der Gegenwart zu verstehen muss man die Entwicklungen während des gesamten Quartärs im heutigen Ostseeraum betrachten. Die Ursprünge der tektonischen Struktur des Ostseebeckens wurden schon während des Tertiärs und Mesozoikum gelegt. Während der verschiedenen Eiszeiten des Pleistozäns wurde das Becken mehrfach von den Eismassen des skandinavischen Inlandeises durchflossen. Diese Eismassen prägten das heutige Relief der Ostsee und damit auch die heutige Ostseeküste. Sie ist durch glazigene, glazifluviale und glazilimnische Ablagerungen vorgeformt und als Moränen- und Sandküste überwiegend aus Material nordischen Ursprungs aufgebaut. In den Warmzeiten erstreckte sich im Bereich der Ostsee jeweils ein Meer (Holstein, Eem). Zu Beginn des Holozäns erfolgte die Entwicklung der Ostsee durch das Zusammenspiel von Eisabschmelzen, eustatischem Meeresspiegelanstieg und glazial-isostatischer Landhebung in insgesamt fünf (zwei limnischen und drei marinen) Phasen. Der baltische Eisstausee floss vor 10 000 Jahren über die eisfrei gewordene mittelschwedische Senke nach

Westen ab. Das salzreiche Yoldia-Meer drang bald danach durch die gleiche Pforte von Westen in das zentrale Ostseebecken ein, jedoch mit erheblich niedrigerem Wasserstand. Nach der relativ raschen Schließung der Pforte durch Landhebung nahm der Salzgehalt immer mehr ab und der Spiegel des Ancylus-Sees stieg bis auf -8 m NN. Vor 8700 Jahren floss ein Großteil des Sees über die Darßer Schwelle ab und ein großer Teil des Ostseeraumes wurde festländisch. Erst mit dem Einsetzen der Litorina-Transgression um 7900 v.h. stieg der Wasserspiegel wieder. 5700 v.h. kam es zu einem raschen Abklingen der Transgression und der Meeresspiegel des Mya-Meers pendelte sich auf dem heutigen Meeresspiegel ein (+/- 1m).

Die Küstengestalt war also bis ca. 5000 v.h. durchweg unausgeglichen. Gegliedert einerseits durch Inseln und Halbinseln, die als glazial angelegte Moränenzüge aus der Umgebung herausragten und andererseits durch Buchten und Senken, die als ehemalige Zungenbecken eingetieft waren. Es herrschte der Charakter eines Inselarchipels mit ausgedehnten aktiven Kliffstrecken vor.

Aktuelle Küstenentwicklung

Seit dem Ende der Litorina-Transgression wird die Küstengestalt des südlichen Ostseeraums durch litorale Prozesse, also durch Abrasion, Transport und Akkumulation, die auf die Meerwasserbewegung in Form von Wellen und Strömungen zurückzuführen sind, beeinflusst. Gezeiteneffekte fehlen im Ostseeraum völlig. Zur Entstehung der verschiedenen Küstentypen haben neben den aktuellen morphologischen Prozessen auch Hebungs- und Senkungsvorgänge des Meeresspiegels (eustatisch) wie des Landes (isostatisch) beigetragen. Im Bereich der südlichen Ostsee

bildeten sich so verschiedene Küstentypen. Ganz im Westen finden wir die **Fördenküste**, die eng mit den Fjorden Norwegens verwandt ist. Die Förden entstanden im Spätglazial, als nur noch einzelne Eisloben dieses Gebiet überfuhren und tiefe, schmale Zungenbecken schufen. Subglaziale Schmelzwässer vertieften diese zu den ausgeprägten Rinnen die später dann überflutet wurden. Auch in diesem Küstenabschnitt findet ein Küstenausgleich in Form von litoralen Prozessen statt. Neben der Abtragung an den Steilküsten finden eine Akkumulation von Feinmaterial statt, mit einer zunehmenden Tendenz allmählich eine Ausgleichsküste zu schaffen. Wesentlich ausgeprägter sind diese Tendenzen durch die verstärkte Wind- und Wellenaktivität weiter im Osten. Im Bereich der **Buchtenküste** (Hohwacher Bucht, Lübecker Bucht, Wismarbucht) sowie der mecklenburgischen Ausgleichsküste kommt es durch litorale Prozesse an den Steiluferrücken und Küstenvorfelder zum Aufbau von Strandwällen und Nehrungen. Teilweise werden die Buchten abgeschnürt und tiefe Strandseen zurückgelassen, die langsam durch Sand und biogene Prozesse verlanden.

Auf die Ausgleichsprozesse im Bereich der südlichen Ostsee soll nun intensiv im Bereich der vorpommerschen **Boddenküste** eingegangen werden. In den letzten fünf Jahrtausenden vollzogen sich hier Küstenausgleichsprozesse mit Abbruch an exponierten Steilküsten, Längstransport auf den vorgelagerten Sandriffen und am Strand und Materialablagerung an flankierenden Haken und Nehrungen. Größere auf der Schorre liegende gebliebenen Geschiebe sind Zeugen dafür, dass der holozäne Steiluferrückgang sich in der Größenordnung von hunderten von Metern vollzog. Auf starken

Küstenabtrag weisen auch die auf Jasmund hoch am Kliff abbrechenden periglazialen Trockentäler hin, z.B. der Kieler Bach auf Rügen. Die Strandversetzungen finden verstärkt statt, wenn die Wellen infolge küstenparalleler oder im spitzen Winkel zur Küste wehenden Winde schräg auf die Küste auftreffen. Die Wellen laufen dann trotz Refraktion ebenfalls schräg als Schwall am Strandwall hoch, ihr Ablauf erfolgt aber dem Gefälle folgend senkrecht. Damit werden Sandkörner und Gerölle mit jedem Schwall in Windrichtung versetzt (Zickzack). Springt die Küstenlinie zu einer Bucht zurück wächst an dem Vorsprung der Strandwall ins Meer hinaus.

Die Bildung von Haken und Nehrungen als jungholozäne Ausgleichsformen der Boddenlandschaft (auch der Nehrungs- und Haffküste) ist ein sehr langfristig wirksamer Prozess, der in vier Entwicklungsphasen abläuft:

1. **Initialstadium:** Als Folge des Abbaus exportierter Steilküsten und des uferparallelen Längstransports kommt es zur submarinen Ablagerung und damit zur Meeresbodenaufhöhung an den Flanken dieser Pleistozänkerne, wodurch die Bildung von Haken vorbereitet wird.
2. **Wachstumsstadium:** Der Prozess der Hakenbildung beschleunigt sich, die bislang submarinen Sedimentakkumulationen setzen sich nun oberhalb des Wasserspiegels als Strandwallbildungen fort. Es kommt zur Ausbildung eines Küstendünensystems:

Braundünen 5000 v.h. / Gelbdünen 1500 v.h. / Graudünen 600 v.h. / Weißdünen aktuell

3. **Reifestadium:** Ein fast geradliniger Küsterverlauf ist erreicht, wenn die Haken ihre gebietsspezifische Maximallänge erlangt haben oder sich die Nehrungen zwischen den Abtragungstrecken schließen. In dieser Phase ist die Sedimentbilanz insgesamt ausgeglichen. Es bestehen nur noch geringe Inselkernvorsprünge, so dass der Sedimentnachschub zurückgeht. An den Flanken der schon weitgehend abgeschlossenen Boddengewässer nehmen Röhrichtbildung und Torfwachstum und damit die Breite der Nehrung zu. In den Bodden selbst wird mit der Reduzierung des Seeraums die Morphodynamik im Uferbereich verringert, gleichzeitig werden aber die Schlicksedimentation, Gewässer-Verflachung, Abnahme der Salinität und Gewässereutrophierung begünstigt.
4. **Abbaustadium:** Mit fortschreitender Reduzierung der Liefergebiete oder bei zu großer Längserstreckung von Haken und Nehrungen werden deren Außenküstenbereiche zunehmend defizitär. Kennzeichen sind verstärkte Uferabbrüche, an Steil und Flachküsten, zunehmender Außenküstenrückgang, Durchbrüche in Flutrinnen sowie stärker werdende Überschwemmungen des Hinterlandes bei Sturmhochwasser und zunehmende Öffnung der Boddenbereiche zur Offensee.

Im Rahmen einer globalen Erwärmung und der damit verbundenen zunehmenden Transgressionsgeschwindigkeit (2 mm/a) würde auch dies vermehrt zum Abbaustadium und zu Tendenzen eines Ertrinkens der Boddenküsten führen. Insgesamt befindet sich die Küste in der südlichen Ostsee im Rückzug. Zusammenhänge werden unter anderem mit der Zunahme von Sturmtiefdruckwirbeln und der damit verbundenen Hochwasser und verstärkter Abrasion vermutet, aber auch eventuell in der noch aktiven isostatischen

Absenkung dieses Küstenraums. So nahmen die Rückgänge an der deutschen Ostseeküste im Durchschnitt von 22 cm/a auf 40 cm/a im Zeitraum von 1950 bis 1990 zu, im polnischen Bereich und in Kaliningrad werden sogar Werte von über 100 bzw. 150 cm/a erreicht. In Estland, wo bisher aufgrund isostatischer Hebung die höher als die Transgression war, kaum Küstenprobleme auftraten, beobachtet man zunehmend eine Aktivierung der Küste.