

Postglaziale Strände an der Nordküste Sutherlands/Schottland

Von HANS-JOACHIM SPÄTH, Mülheim a. d. R.

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Zwischen Melvich und Cape Wrath an der Nordküste Sutherlands wurden solche morphologischen Phänomene erfaßt und ausgewertet, die auf postglaziale Meeressstände zurückzuführen sind. Die vertikale Verteilung dieser Formen konzentriert sich auf vier Höhenzonen. Je älter diese Zonen sind, desto höher liegen sie heute über NN und desto größer ist sowohl ihre vertikale Ausdehnung als auch ihre Neigung nach Westen. Die oberste Zone (im Osten zwischen 21 m und 25,5 m ü. NN und im Westen zwischen 12 m und 16,5 m ü. NN) steht in Beziehung zu Fluvio-glazialablagerungen des Highland Readvance; sie entstand also in der jüngeren Dryaszeit. Die zweitälteste Zone (im Osten zwischen 12 m und 15 m ü. NN und im Westen zwischen 10 m und 13 m ü. NN) geht auf das Präboreal zurück. Eine boreale Torfschicht unter der zweitjüngsten Zone (im Osten zwischen 7 m und 9,5 m ü. NN und im Westen zwischen 6 m und 8,5 m ü. NN) aus dem Atlantikum stützt diese Chronologie. Im Subboreal entstand die jüngste, gegenwärtig noch horizontal angeordnete Strandzone zwischen 3 m und 5,5 m ü. NN.

Auf Grund der Isobasenordnung an der Nordküste kann auf ein Unterzentrum der Vereisung hinter der Küstenlinie im Osten des Untersuchungsgebietes geschlossen werden.

Summary. Between Melvich and Cape Wrath along the north coast of Sutherland all morphological features referring to postglacial sealevels have been investigated. The vertical distribution of these features reflects four height-zones of former sea-activity. The older these zones are the higher is their elevation above present sea-level. Also width and tilting up to the east increase with age. The upper most zone between 21 m and 25,5 m O. D. in the east and between 12 m and 16,5 m O. D. in the west is related to fluvio-glacial deposits of the Highland Readvance; the next zone between 12 m and 15 m O. D. in the east and between 10 m and 13 m O. D. in the west refers to the Präboreal. The lowest zone but one dates back to the Atlantikum and ranges between 7 m and 9,5 m O. D. in the east and between 6 m and 8,5 m O. D. in the west. Boreal peat beneath this zone helps to set up a chronology of the raised beaches. The lowest zone between 3 m and 5,5 m O. D. is still horizontal and subboreal of age.

The arrangement of the isobases along the north coast suggests a subcenter of glaciation behind the shoreline in the east of the area of investigation.

A. Einleitung

Wir gehen davon aus, daß an Schottlands Küsten im Postglazial Meeresspiegelanstieg und Landhebung sich überlagerten. Diese Interferenzbewegungen haben die Morphologie der Küstenzone entscheidend geprägt.

Das Ziel dieser Untersuchung soll der Versuch sein, das Ausmaß der postglazialen Schollenbewegung an der gesamten Nordküste Sutherlands nachzuweisen und eine Chronologie der Spiegelschwankungen durch qualitative und quantitative Erfassung der küstenmorphologischen Phänomene zu erstellen.

Als Ausgangspunkte für die Feldarbeit im Juli und August 1971 eigneten sich besonders die Mündungsbereiche der großen Täler. Es konnte erwartet werden, daß hier die spätglazialen Randlagen der Talgletscher die Verbindung zu Zeugen einer zeitlich entsprechenden Transgression herstellen.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung sollen jenen gegenübergestellt werden, welche KING et al (1963) in diesem Bereich und DONNER (1959) an der Westküste Schottlands erzielten.

B. Literaturbericht

REID (1929) hat in der Balnakeil Bay marine Sande über der aktiven Strandzone untersucht, und DONNER (1959) hat über ein Schotterterrassensystem an der River Hope Mündung berichtet. Diese Formen wurden aber nicht in einem größeren Zusammenhang gesehen.

CHARLESWORTH (1956) bezeichnet nicht einmal den genauen Fundort und die Art seiner entdeckten küstenmorphologischen Formen. Dadurch sind naturgemäß die Versuche, solche Formen ins Postglazial einzuordnen, fragwürdig.

KING et al ist es 1962 zum erstenmal gelungen, den Küstenabschnitt zusammenhängender im Hinblick auf diese Problemstellung zu untersuchen. Wir können uns ihrer Interpretation einiger entscheidender Formen jedoch nicht anschließen, da wir z. B. auf Aufschlüsse zurückgreifen können, welche KING et al nicht ausgewertet haben. Weiterhin werden hier zum erstenmal auch die verkehrsmäßig nicht erschlossenen Küstenvorsprünge mit in die Untersuchung einbezogen. Es wird zu zeigen sein, inwieweit auf dieser Arbeitsgrundlage zu neuen Ergebnissen zu gelangen ist.

C. Arbeitsmethode

Zwischen Melvich im Osten und Cape Wrath im Westen der Nordküste Sutherlands wurden alle bekannten morphologischen Küstenphänomene erfaßt.

Die Rekonstruktion alter Küstenniveaus ist besonders dann erschwert, wenn diese auf relativ stark degradierte Restformen zurückgeführt werden. Weiterhin ist zu beachten, daß verschiedene Formentypen nicht ein und dieselbe Beziehung zu den Wasserständen der Entstehungszeit haben. Bei den Deutungsversuchen ist deshalb der Tidenhub zu berücksichtigen. Laut Admiralty Tide Tables beträgt der Springtidenhub heute im Untersuchungsgebiet 3,9 m, der Nipptidenhub ungefähr 1,6 m. Der Tidenhub jener Zeit, in welche die Entstehung der Formen fällt, muß aber nicht notwendigerweise dem heutigen Ausmaß entsprechen. Die Mehrzahl der untersuchten Formen ist an den jeweiligen Hochwasserstand mit intensivierter Abrasion gebunden. Ihre heutige Lage ü. NN bezieht sich jedoch beachtenswerterweise auf die gegenwärtige Mittelwasserlinie.

D. Die Formentypen

In jenen Postglazialzeiten, in welchen das Zusammenwirken von Meeresanstieg und Landhebung einen Meeresspiegelstillstand über einen morphologisch relevanten Zeitraum hinweg bewirkte, entstanden Abrasions- und Akkumulationsformen, wie sie aus der gegenwärtig aktiven Strandzone bekannt sind. Wir unterscheiden vier Formentypen.

- 1.) Abrasionsterrassen mit rückwärtigem Kliff in verschiedenen Stadien der Degradierung. Selten tragen diese Platten kugelige und/oder platte Gerölle oder Denudationsmaterial. Sie entstanden in meerbedrängter Position, wo der Abrasionssschutt sich wenig ansammeln konnte. Ihre heute meist entstellte Hohlkehle deutet die Mittelhochwasserlinie der Entstehungszeit an.
- 2.) Abrasionsplatten ohne Kliff. Ihr Aussehen ist so verschiedenartig wie das der aktiven Strandplatten. Das Einfallen der Kluftsysteme und die sie aufbauenden Gesteinsarten bedingen neben ihrem Alter die Formenvielfalt. Flechtenbewuchs auf Platten in geringen Meereshöhen bezeugen hier eine hochwasserfreie Lage.
- 3.) Marine Akkumulationsformen und marin überformte Ablagerungen zeugen in geschützten Lagen von ehemaligen Strandniveaus. Heute liegen sie außerhalb des Brandungsbereiches. Da besonders dieser Formentyp der nachträglichen Abtragung unterliegt, findet er sich in ausgeprägter Weise meist unmittelbar über dem gegenwärtigen Küstenniveau und ist folglich relativ jung. Wenn Gerölle am Aufbau beteiligt sind, kann diese Form der entsprechenden Hochwasserlinie bei Sturm-lagen zugeordnet werden, also einer Höhe von 3 m über dem jeweiligen Mittel-

wasserstand. Diese Ablagerungsformen können aber auch aus Sand, aus Geröll und Sand oder aus Sand mit eingelagerten Muschelschichten aufgebaut sein. In solchen Fällen sind sie an die Mittelwasserlinie gebunden.

- 4.) Marine Abrasionsformen, welche in Glazial-, Fluvioglazial- oder Fluvialablagerungen eingeschnitten sind. Die Verbreitung solcher Ablagerungen ist an die großen Talmündungen gebunden.

Obschon alle vier Formentypen verschieden gut erhalten in den unterschiedlichsten Höhenlagen anzutreffen sind, lassen sich doch grobe Bezüge zwischen Formentypus und Höhenzone herstellen. So finden sich die Formen aus der vierten Gruppe in einer höheren Zone als jene aus der dritten Gruppe.

E. Lage und Aussehen der Formen, die auf ehemalige Küstenniveaus schließen lassen

Die identifizierten Formen werden von Osten nach Westen durchlaufend numeriert; die entsprechenden Höhen ü. NN sind in Klammer angegeben. So bedeutet '1 (23,5) 891631' die erste untersuchte und in Abb. 1 dargestellte Form in 23,5 m ü. NN mit Rechtswert 891 und Hochwert 631.

Die erste Form stellt ein Schotterdelta dar, welches teilweise die Mündung des *Strath Halladale* versperrt. Aus 23,5 m ü. NN neigt sich die Oberfläche des Deltaschwemmkegels sanft meerwärts. Die Basis dieser Deckschichten entspricht der Mittelwasserlinie der Deltaentstehungszeit.

Die landwärtige Böschung dieses Schotterkomplexes hat eine Neigung von ungefähr 35° und einen im großen regelhaften Verlauf. Es liegt nahe, diese Rückseite als Eiskontaktböschung anzusprechen, wie es KING et al (1963) schon vorgeschlagen haben. Das Schmelzwasser schuf also in unmittelbarer Eisnachbarschaft das Schotterdelta.

Der heutige Talboden hinter der Eiskontaktböschung liegt in 3,5 m ü. NN. Dennoch ist anzunehmen, daß das Eis zur Zeit der letzten Hauptvereisung den Talboden bis weit unter diese Höhe ausschürfte. Als während der folgenden allgemeinen Rückzugsphase durch einen kurzen Zwischenvorstoß (*Highland Readvance*) das Eis hinter der heutigen Küstenlinie im *Strath Halladale* zum Stillstand kam, folgte ihm zunächst das Meer in das Tal hinein. Die Mittelwasserlinie dieser Zeit kann mit 22,5 m ü. NN angegeben werden. Die Schmelzwasser bauten ihr Delta auf und drängten das Meer zurück. Unter dem Eis selbst füllte sich der Talboden mit Moränen. Beim weiteren Abschmelzen nahm ein Schmelzwassersee den freigewordenen Raum zwischen dem das Tal blockierenden Schotterkörper und der abschmelzenden Eiszunge ein. Der Boden dieses Sedimentationsbeckens wurde bis auf 3,5 m ü. NN erhöht. In der Zwischenzeit verstärkte sich die Landhebung. Die natürliche Talsperre wurde zerschnitten, und der See entleerte sich wieder. Ein Terrassensystem entstand an der Durchbruchstelle und ist in 15 m ü. NN u. a. zu sehen. Abradierte Kames- und Oserrücken bezeugen die ehemalige Seespiegelfläche.

Die westliche Umräumung der *Melvich Bay* zeigt Reste alter Strandterrassen mit und ohne Verwitterungsdecke in 4,5 m und 5 m ü. NN: 2 (4,5) 882658 und 3 (5) 877664.

Auch in den Tälern mit einem relativ kleinen Einzugsgebiet wie z. B. dem *River Strathy* und dem *Armada Burn* entwickelten sich Flußterrassensysteme, deren Genese auf Grund mangelhafter Aufschlüsse noch nicht rekonstruierbar ist. Dennoch bezeichnen KING et al (1963) diese Schotter als Deltaschotter.

Die *Talmündung des Strathy* ist durch kuppige Moränen teilweise abgeriegelt. Heute sind sie mit einem dünnen Sandschleier bedeckt. Talwärts schließt sich an die Moräne eine Schotterterrasse mit einer Kante in 23,5 m ü. NN an: 4 (23,5) 835655. Im Westen der *Strathy Bay* weist eine alte Strandlinie in Denudationsmaterial die gleiche Höhe auf: (23,5) 835665. Hier sind auch Reste ehemaliger Strandplatten mit Kliff gut erhalten: 6 (6,5) 835665 und 7 (7) 835665. Zwischen *Strathy Bay* und *Strathy Point* können weitere kleine Restformen als Strandplatten in Höhen zwischen 6 m und 9 m ü. NN bezeichnet werden, ebenso westlich *Strathy Point* in 4,5 m bis 5 m ü. NN: 8 (6—9) 831685 und 9 (4,5—5) 822689.

Gleiche Phänomene zeigt die *Armada Bay*. Eine markante Geländekante zeichnet hier in 17 m ü. NN den Verlauf der Bucht nach und läßt auf einen ehemaligen Meeresspiegel in ungefähr 18 m ü. NN schließen: 10 (17) 793645. Allt Beag und *Armada Burn* zerschneiden diese Kante und weisen im Mündungsbereich das Material als schwachsortierte Schotter und Sande,

200 m flußaufwärts in spärlichen Aufschlüssen als geschichtete Terrassenschotter aus. Die Terrassenfläche steigt im Unterlauf auf 900 m Länge um 9 m an. Die Terrassenkante ist hier wie im Mittel- und unteren Oberlauf äußerst deutlich ausgeprägt.

Der Küstenabschnitt zwischen Armadale und Kirtomy unterlag auf Grund seiner günstigen Exposition der Abrasion in einem solchen Ausmaß, daß nur aktive Küstenformen anzutreffen sind.

In der Bucht von Glaisgeo sind in 8 m bzw. 5,5 m ü. NN abradierte Felsplatten zu sehen: 11 (8) 714635 und 12 (5,5) 714635. Um Farr Point und in der Farr Bay liegen flechtenbewachsene Strandterrassen mit rückwärtigem Kliff über der gegenwärtigen Hochwasserlinie: 13 (4,5) 721645 und 14, 15 (4,5) 713630. Der Flechtenbewuchs ist für die Einstufung der Formen in relativ geringen Höhen von besonderer Bedeutung. Die Oberfläche eines aktiven Brandungstores liegt etwa 3,5 m ü. NN und gehört einer Gruppe von Teilflächen in der östlichen Umrandung der Farr Bay an: 16 (3,5) 713629. Die Stirn einer gehobenen Strandfläche in 20 m ü. NN wird gegenwärtig durch Frostsprengung immer weiter zurückverlegt: 17 (20) 713629.

Auf der Westseite der Farr Bay wird das 20 m-Niveau in Form einer teilweise mit Denudationsmaterial bedeckten Strandterrasse mit rückwärtigem Kliff fortgesetzt: 18 (18,5) 711625. Die heute graswirtschaftlich genutzte Sedimentfläche unmittelbar westlich der Clachan-Mündung mit ihrer landwärtigen Fortsetzung zeigt in etwa 10,5 m ü. NN eine Abrasionskante: 19 (10,5) 711623. Eine weitere Abrasionsfläche ist in 24 m ü. NN westlich der Farr Bay angedeutet: 20 (24) 711625. Dieser Höhe entspricht an der Clachan-Brücke ein degradiertes Kliff: 21 (22) 717622. Bei Clerkhill häufen sich unter bewachsenen Kletterdünen Muschelschalen unmittelbar vor entblößtem, stark kantengerundetem Fels: 22 (24) 715625.

Im Strath Naver treten Formen in den Vordergrund, welche von KING et al (1963) ihrem Wesen und ihrer Entstehung nach wiederum mit jenen von Melvich gleichgesetzt werden. Hiergegen bestehen jedoch erhebliche Einwände: Am linken Naverufer liegt im Mündungsbereich ein stark kuppiger Moränenbezirk mit großem Anteil an grobem Material in einer Höhe bis 22 m ü. NN: 23 (22) und 18) 700612. Auf der rechten Talseite hat der Naver eine meerwärts leicht geneigte Terrassenfläche geschaffen und sich danach in diese Fläche kastenförmig eingetieft. Die Terrasse selbst ist besonders auf der rechten Naverseite talauf weit zu verfolgen. Das Niveau der Terrassenfläche liegt im Bereich der Mündung unter dem des Moränenfeldes. Landwärts wird die Moräne durch eine steile Böschung begrenzt, wie sie auch an der Durchbruchstelle des Naver entstanden ist. Die Kuppen der Moräne reichen an ein gemeinsames, aus 22 m ü. NN leicht meerwärts geneigtes Niveau heran. Dieses taucht bei etwa 18 m ü. NN unter aktive Dünen. Da die Kuppen keine Abrasionsspuren aufweisen und zwischen ihnen auch keine marinen Ablagerungen vorhanden sind, sollte das Meeresniveau, welches in der Zeit nach der Moränenablagerung aktiv war, nicht höher als 18 m ü. NN angesetzt werden.

KING et al (1963) sehen in der landwärtigen Steilböschung hinter dem oben erwähnten Moränenfeld eine Eiskontaktböschung. Die darauf aufbauende Deutung erscheint uns aber nicht angemessen, da u. a. die zu erwartenden Schmelzwasserablagerungen vor der Randlage fehlen und andere wichtige morphologische Erscheinungen nicht berücksichtigt wurden. Wir gehen in unserer Interpretation deshalb davon aus, daß sich die landwärtige Böschung hinter dem Moränenfeld in der Wandung eines weitgehend trockenliegenden Tales zur Linken eines weiter talwärts liegenden und von KING et al (1963) nicht erwähnten, von Dünen bedeckten zweiten Moränenfeldes fortsetzt. Nur durch einen Schwemm- und Schuttkegel wird diese Böschung unterbrochen. In diesem Trockental liegen heute noch Flußschotter. Beide Moränenfelder standen ursprünglich miteinander in Verbindung. Dafür spricht schon die Tatsache, daß die Kuppen der landwärtigen Moräne das obere Niveau der Kuppen der vorgelagerten Moräne fortsetzen. Der Naver, welcher ehemals auf der linken Talseite oder zu beiden Seiten des einst einheitlichen Moränenfeldes floß, wurde durch den wachsenden Schwemmkegel, welcher seitwärts in sein Bett aufgebaut wurde, abgedrängt. Er verlegte seinen Lauf quer über das Moränenfeld und zerteilte es und schuf die Steilböschung durch Unterscheidung der vorgelagerten Moräne. Von diesen Vorgängen zeugen heute noch dünenbedeckte Flußschotter im Trockental zur Linken der Moräne. Die Naver-Mündung lag dabei in 18 m ü. NN. Somit entspricht die heutige Terrassenflur dem Naver-Bett dieser Zeit. Die Oberfläche der vorgelagerten Moräne wurde ausgeblasen und lieferte das Material für die Dünenbedekung der landwärtigen Moräne. Heute liefert der aktive Strandbereich das Dünenmate-

rial für die wachsende Verschleierung der vorgelagerten Moräne. Nach erfolgter Auflösung des ursprünglichen Moränenfeldes war der Naver durch das Anwachsen eines noch weiter flußaufwärts gelegenen Schwemmkegels erneut auf die rechte Talseite abgedrängt worden, so daß er den gesamten Moränenkomplex jetzt auf der rechten Talseite umfließt. Die nachträgliche negative Strandverschiebung bewirkte die kastenförmige Eintiefung.

Durch diese Darstellung wird bereits angedeutet, daß die zur Rekonstruktion postglazialer Strände entscheidenden Formen hier an eine ausklingende Meeresspiegelstillstandsphase und einsetzende Regression geknüpft sind und keinesfalls an eine Transgression, wie von KING et al (1963) nahegelegt wird.

Durch das Zusammenwirken von River Borgie und Meeresspiegelschwankung entstand ebenfalls eine Reihe von Formen. Heute wird die Torrisdale Bay durch einen westwärts wandernden Haken modifiziert. Er schützt den dahinter liegenden Bereich mit seinen Restformen in besonders geringer Höhe vor auslaufenden Brechern. Die Mündung des River Borgie wird durch diesen Haken nach Westen abgedrängt. Er umfließt hier eine Sand- und Schotterzunge, die gegenwärtig aussüßt und die erste salzliebende Vegetation trägt. Diese Vegetation ist ein Indiz für die langfristige hochwasserfreie Lage. Die höchsten landwärtigen Teile dieser Sand- und Schotterfläche, welche als ehemaliger Strand in 4 m ü. NN anzusehen sind, werden bereits ackerbaulich genutzt: 24 (4) 679618. Reste von Strandterrassen mit Kliff liegen in der Bucht in 13,5 m ü. NN: 25 (13,5) 678617. Flur und Kante einer Schotterterrasse sind mit einem ehemaligen Meeresspiegel in 19,5 m ü. NN in Verbindung zu bringen: 26 (19,5) 685610.

Auch hier wollen KING et al (1963) auf Grund des Längsgefälles die Schottermassen als Deltabildungen ansprechen. Die im Aufschluß bei 671588 sichtbaren Ablagerungsverhältnisse legen aber eine andere Schlußfolgerung nahe. Dieser Aufschluß zeigt annähernd horizontal gelagerte Schotterebenen. Es fehlen hier Anzeichen einer Deltaschichtung ebenso wie im heutigen Mündungsbereich des Borgie. Also ist der Terrassenkörper rein fluvialdynamischer Natur und wie folgt entstanden: Nachdem sich die Eiszunge im Strath Borgie zurückgezogen hatte, war das Tal trogartig übertieft. Da sich das Eis zwischen zwei Stadialzeiten aus einer Randlege im Bereich der heutigen Torrisdale Bay bis mindestens in den Mittellauf des Borgie zurückzog, blieb der Unterlauf frei von Endmoränen oder anderen Akkumulationsformen, welche nachträglich als natürliche Dämme hätten wirksam werden können. Der Rückzug vollzog sich zu einer Zeit, zu der auch das Meeresspiegelniveau als Folge des allgemeinen Abschmelzprozesses und des glazialeustatischen Ausgleiches die Höhe der Talsohle erreichte. Zur selben Zeit lag der ungleich mächtiger ausgestaute Talgletscher des Halladale noch außerhalb der heutigen Küstenlinie. Der Meeresspiegel stieg weiter an. Der Borgie reagierte durch Aufschotterung, die vom Unterlauf flußaufwärts wirksam wurde. Somit blieb das natürliche Gefälle zur absoluten Erosionsbasis erhalten. Die Transgression dauerte an, und in gleichem Maße wurde die Aufschotterung fortgesetzt. Schließlich erreichte das Meer 19 m ü. NN. Bis in diese Höhe wurde somit an der Mündung aufgeschottert.

Diese thalassostatische Aufschotterung war zumindest im gesamten Unterlauf wirksam. Oberflächlich wird sie durch die landwärts aus 19 m ü. NN ansteigende Terrassenflur und deren scharfen Verschneidung mit den Talflanken angedeutet.

Bis zu diesem Entwicklungsstadium war eine positive Strandverschiebung das Ergebnis von Interferenzbewegungen, deren größte Komponente der Meeresspiegelanstieg war. Doch nachdem der Meeresspiegel 19 m ü. NN erreicht hatte, gewann die Landhebung verstärkt an Bedeutung. Es trat eine Phase des Meeresspiegelstillstandes ein. Und als die glazialisostatische Ausgleichsbewegung überwog, setzte eine negative Strandverschiebung ein. Darauf schnitt sich der Borgie mäandrierend in seine eigenen Schotter ein. Die Mäander deuten das ungünstige Verhältnis zwischen Tiefenerosionsvermögen des Flusses und Ausmaß der negativen Strandverschiebung an. Solange der Borgie das Sinken des Meeresspiegels durch Tiefenerosion nicht unmittelbar ausgleichen konnte, reagierte er durch eine

relative Laufverlängerung. Die gegenwärtigen Wiesenmäander können als Beweis der anhaltenden Landhebung angesehen werden.

Die thalassostatischen Schotter des Borgie waren also schon aufgebaut, als die Halladale-Eiszunge die Lage der Eiskontaktböschung erreicht hatte und dort das Delta gebildet wurde. Die Randlagen des betreffenden Zwischenvorstoßes lagen demzufolge in beiden Tälern in unterschiedlicher Entfernung hinter der Küstenlinie, und die jeweils höchstgelegenen Zeugen von Meeresspiegeln sind a priori nicht zeitgleich einzuordnen, wie dies von KING et al (1963) vorgeschlagen wurde.

In der Skerray Bay liegt hinter der Mole in 11 m ü. NN eine gut erhaltene Strandplatte mit Kliff: 27 (11) 659639. Auf Coomb Island hat diese Form mehrere Gegenstücke: 28 (11) 664644. In 9 m ü. NN liegt in der Bucht eine weitere Abrasionsplatte: 29 (9) 664639.

In der Lamingo Bay und Port an-t Strathain sind weitere reine Abrasionsformen in Höhen zwischen 17 m und 19,5 m ü. NN zu finden: 30 (17) 650635; 31 (18) 644636 und 32 (19,5) 644635. Wenn sie durch ein rückwärtiges Kliff gedeckt sind, tragen sie gelegentlich noch platte oder runde Gerölle. Fehlt dieses Kliff, dann sind diese Platten heute mit Denudationsschutt bedeckt. Auch diese Phänomene werden auf der vorgelagerten Eilean Nan Ron fortgesetzt: 33 (18) 641649.

Die unmittelbar westwärts folgenden Formen werden im folgenden nur kurz aufgeführt, da sie keine Besonderheiten darstellen.

Sleiteil: 34 (7,5) 630633, Strandplatte.

Coldbackie und Skullomie: 35 (4,5) 612609, Strandplatte mit Flechtenbewuchs.

Skullomie: 36 (13) 617617, Strandplatte.

Küste nördlich Skullomie: 37 (13) 625628, Strandplatte.

Kyle of Tongue: 38 (10) 585586, abradierete Schotterzunge.

Zwischen Talmine und Port Vaso: 39 (7) 856628; 40 (6,5) 586651 und 41 (9) 588651, Strandterrassenreste.

Port Vaso: 42 (11,5 und 20,5) 580653, Strandterrassen mit Kliff.

Zwischen Port Vaso und Whiten Head sind heute keine ausreichend zu identifizierenden Restformen mehr vorhanden.

Ard Neackie im Loch Eriboll demonstriert wieder auf eindrucksvolle Weise die Verknüpfung mariner Akkumulations- und Abrasionsformen. In 8 m ü. NN zeigen Abrasionsplatten mit Kliff das oberste Strandniveau an: 43 (8) 446598. Als diese Formen entstanden, war Ard Neackie noch nicht landfest. Hierauf fiel der Meeresspiegel auf 5,5 m ü. NN und schuf auch in dieser Höhe Strandterrassen und Kliffs: 44 (5,5) 446598. In diese Zeit fällt auch der Beginn der Geröllkonzentration zwischen der ehemaligen Insel und dem Festland. Als der Meeresspiegel weiter sank und bei ungefähr 4,5 m ü. NN lag, schufen die Wogen, welche auf Grund der außergewöhnlich großen Tiefe des Loch Eriboll bei entsprechenden Windrichtungen aus Norden oder aus Süden auf diesen Engpaß mit seiner Untiefe trafen, zwischen Land und Insel zwei Geröllhaken, deren Oberflächen heute in 4,5 m ü. NN liegen: 45 (4,5) 447597. Zwischen diesen beiden Haken wurde eine keilförmige Lagune geschaffen, welche später bei erneutem Absinken des Meeresspiegels trockenfiel. Da auf der heutigen Halbinsel eine weitere Strandplatte mit Kliff in 4,5 m ü. NN das Niveau der Geröllhaken-Oberfläche fortsetzt, ist anzunehmen, daß das Meer in dieser Höhe lange wirksam war: 46 (4,5) 446598.

Jene Gerölle, die am Südufer des Loch Eriboll bis in 4,5 m ü. NN abgelagert wurden, bezeugen die Wogentätigkeit, welche unserer Meinung nach für die Formengese auf Ard Neackie vorausgesetzt werden muß: 47 (4,5) 404542. Auch am Westufer des Loch Eriboll liegen diese marinen Gerölle in 4,5 m ü. NN auf dem Strand: 48 (4,5) 425601. Zusätzlich verweist hier ein abradierter Sporn auf das gleiche Meeressniveau: 49 (4,5) 427604.

Eine aus 13 m ü. NN leicht meerwärts geneigte Fläche stellt in der Sangobeg Bay den ältesten Flachstrand dar: 50 (13) 428662. Das stark degradierte Kliff der nächsttieferen Strandterrasse zeichnet in ungefähr 8 m ü. NN den Verlauf der Bucht nach. Die dazugehörige Abrasionsterrasse neigt sich aus 6 m ü. NN meerwärts: 51 (6) 427664. Am Rande der Bucht ist sie völlig erhalten. An geschützten Stellen lagern ihr geschichtete marine Sande mit eingeschlossenen Muschellagen auf. Darüber liegen grasbewachsene Dünen sande, die sich am Fuße des landwärtigen Kliffs mit Denudationsschutt verschneiden. Auf der vorgelagerten Eilean Hoan setzt sich dieses zweite gehobene Strandniveau von 6 m ü. NN deutlich fort: 52 (6) 438672.

Der Fluß durchschnitten nach der jüngsten Landhebung diese alten Strandflächen und das Kliff, so daß unmittelbar über dem gegenwärtig aktiven Strandbereich folgendes Profil zu beobachten ist: Grober Denudationsschutt bildet das Liegende; darüber lagert eine 10 cm mächtige Torfschicht. Sande unter plattigen und wohlgerundeten Schottern mit aktiver Dünenbedeckung bilden die oberen Profilhorizonte.

Die Position der Torfschicht unter Sanden und marinen Geröllen setzt voraus, daß zur Torfbildungszeit die Hochwasserlinie nicht höher lag als heute, denn das Torflager befindet sich jetzt unmittelbar über dem Einflußbereich der Sturmwoogen. Es ist aber anzunehmen, daß in diesem noch näher zu bestimmenden postglazialen Zeitraum der Meeresspiegel unter NN fiel und die Entfaltung der Vegetation im vorliegenden Strandabschnitt ermöglichte. Nach der Vegetationsperiode wurde der Meeresspiegelanstieg wirksam, und auf Grund der Reliefbeschaffenheit des überfluteten Bereiches bildete sich zuerst ein Flachstrand, dann eine Steilküste aus. An das Flachstrand-Stadium war die Sandablagerung über dem Torf gebunden; als das oben beschriebene Kliff entstand und bei dessen Zurückverlegung immer mehr Geröll anfiel, bildete sich sowohl die Abrasionsterasse vor dem Kliff in 6 m ü. NN als auch eine submarine Plattform aus Geröll. Bei einsetzender Landhebung fiel diese submarine Plattform trocken und wurde mit Dünen bedeckt.

Zusammen mit den Ablagerungsverhältnissen am Naver und Borgie liefert dieser Aufschluß in der Sangobeg Bay die umfangreichsten und sichersten Anhaltspunkte für eine Rekonstruktion der Strandentwicklung an der Nordküste Sutherlands.

Auch Smoo Cave ist ein Ergebnis der Landhebung: 419672. Die heutige aktive Steilküste, die aus etwa 30 m ü. NN abfällt, läßt aber keine genauen Aussagen über die Lage der Allt Smoo-Mündung zur Zeit des postglazialen Meereshöchststandes mehr zu. Sicher ist jedoch, daß das Gefälle des geköpften Trockenbettes des Allt Smoo und das Gesamtgefälle südlich seiner Schwinde noch ganz auf diesen alten Meereshöchststand ausgerichtet sind.

Im Schutze der Balnakeil Bay sind die westlichsten Zeugen postglazialer Meereshöchststände an der Nordküste Sutherlands zu finden. An der sehr aktiven Steilküste zwischen A'Ghoil und Cape Wrath hingegen ist es nicht möglich, den Nachweis ehemaliger Strände zu führen.

Eilean Dubh ist bis in eine Höhe von 15 m ü. NN abradirt. An der gegenüberliegenden Küste wiederholt sich dieses Niveau mehrmals: 53 (15) 375690; 54 (15) 375688 und 55 (15) 377688. Als Reste einer submarinen Plattform oder einer Meereshalde können Gerölle am Südufer der Bucht in 8,5 m ü. NN vor einem Kliff gedeutet werden: 56 (8,5) 383688.

F. Die Höhenzonen der gehobenen Restformen

Abb. 1 gibt die Fundorte der gehobenen Küstenformen wieder. Auf Grund ihrer vertikalen Anordnung lassen sich vier Höhenzonen rekonstruieren, innerhalb welcher sich die Restformen konzentrieren.

Die erste Zone zwischen 3,5 m und 5,5 m ü. NN: Sie ist am deutlichsten ausgeprägt, da sie die jüngsten Formen zeigt. Die Typen 1) und 2) dominieren. Hieraus ist zu schließen, daß der entsprechende Meeresstand eine Mittelwasserlinie zwischen 2 m und 3,5 m ü. NN aufzuweisen hatte. Tatsächlich wird diese Annahme auch durch die Höhenlage der Akkumulationsformen in dieser Zone bestätigt. Mit Ausnahme der aktiven Steilküsten lieferten alle Abschnitte des Untersuchungsgebietes Formen für diese Höhenzone. Sie wurde auch von KING et al (1963) ermittelt, z. T. allerdings an Hand anderer Formen und in anderer Höhenlage (zwischen 4 m und 5,5 m ü. NN).

Die zweite Zone liegt im Osten zwischen 7 m und 9,5 m ü. NN, im Westen zwischen 6 m und 8,5 m ü. NN; sie ist also leicht von Osten nach Westen geneigt. Auch hier überwiegen Hochwasserphänomene. Demzufolge lag die entsprechende Mittelwasserlinie im Osten ungefähr zwischen 5 m und 7,5 m ü. NN, im Westen zwischen 4 m und 6,5 m ü. NN.

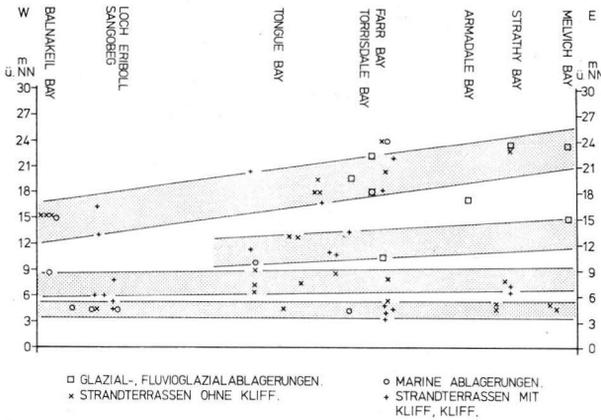


Abb. 1. Anordnung der verschiedenen Formentypen zu Höhenzonen gehobener Strände.

Die Ergebnisse über Neigung und Vertikalausdehnung dieser und der beiden weiteren Zonen stimmen nicht mehr mit jenen von KING et al (1963) überein.

Die Bestimmung der dritten Zone ist bereits schwieriger. Im Westen des Untersuchungsgebietes ist zwischen 9 m und 15 m ü. NN nur eine Form anzutreffen, ein Umstand, welcher der Aktivität an der gegenwärtigen Steilküste zuzuschreiben ist. Von der Melvich Bay bis zum Kyle of Tongue häufen sich jedoch die Funde in einer Zone, welche bereits stärker gekippt ist als die zweite Zone. Im Osten umfaßt sie den Bereich zwischen 12 m und 15 m ü. NN, im Westen zwischen 10 m und 13 m ü. NN. Westlich vom Kyle of Tongue ist diese Zone durch keine Formen zu belegen.

Die vierte Zone: In Höhen zwischen 18 m und 24 m ü. NN häufen sich Terrassen in Glazial- oder Fluvioglazialablagerungen und Reste von Strandplatten und Kliffs. Aus dieser Formengesellschaft ist zu schließen, daß diese Glazial- und Fluvioglazialablagerungen im Einflußbereich eines ehemaligen Meeresniveaus abgelagert wurden. Eine Höhenrekonstruktion für das entsprechende Küstenniveau wird jedoch besonders dadurch erschwert, daß diese vom Meer beeinflussten Ablagerungen mit wachsender Entfernung von der Küste auch in größeren Höhen zu finden sind. Die vertikale Anordnung der Formen läßt auf eine Zone schließen, welche am stärksten nach Westen gekippt ist. Im Osten liegt sie zwischen 21 m und 25,5 m ü. NN, im Westen zwischen 12 m und 16,5 m ü. NN.

Die Neigung und Vertikalausdehnung der vier Zonen wachsen also mit ihrer Höhe über dem gegenwärtigen Meeresniveau.

Für die Verstellung der drei oberen Strandzonen bietet sich folgende Erklärung an: Der glazialisostatische Ausgleich macht im Osten des Untersuchungsgebietes einen größeren Hebungsbetrag aus als im Westen, da hier zusätzlich das Gewicht des von Skandinavien herüberreichenden Inlandeises auf dem Schelf wirksam wurde. Dieses vor der Küste lagernde skandinavische Eis versperrte dem nach Norden abfließenden schottischen Eis den freien Weg ins Meer. Dadurch wurde das Eis im Osten des Untersuchungsgebietes nachhaltig gestaut. Die Eisakkumulation entsprach also hier nicht den örtlichen Klimaverhältnissen. Im Westen des Untersuchungsgebietes begünstigten zwar höhere Niederschläge eine größere Eismächtigkeit, doch blieb diese dennoch beträchtlich hinter jener des Ostens zurück, da der Zugang zum Meer hier frei war. Daraufhin tauchte der Westteil Sutherlands nicht so tief ein, und die postglaziale Bewegung ist demzufolge durch einen größeren Hebungsbetrag und eine größere Bewegungsgeschwindigkeit im Osten gegenüber dem Westen gekennzeichnet.

Drei Restformen ordnen sich zwischen oder über den ermittelten Strandzonen ein. Eine Konstruktion weiterer Zonen für diese Formen erscheint aber nicht sinnvoll.

Je älter die Höhenzonen sind, desto höher ist ihre heutige Lage, und um so mehr sind sie nach Westen geneigt. Ihre jeweilige vertikale Erstreckung gibt über das Ausmaß der Landhebung Auskunft, welche zur Zeit der Entstehung der betreffenden Zone stattfand. Je breiter die Zone also entwickelt ist, desto kräftiger vollzog sich die Landhebung. Es ist jedoch fragwürdig, aus dieser Vertikalerstreckung auf die Bewegungsgeschwindigkeit zu schließen, da alle Transgressionen unterschiedlich lange andauerten. Dennoch sieht CHARLESWORTH (1957) in Nordamerika und Skandinavien die Hebungsgeschwindigkeit im Hebungsbetrag aufgeschlüsselt.

G. Die Chronologie der postglazialen Spiegelschwankungen

An der Westküste Schottlands hat DONNER (1959) nachgewiesen, daß hier der Perth Readvance (entspr. Daniglazial) mit jenem postglazialen Küstenniveau, welches allgemein als „100-foot-beach“ bezeichnet wird und heute das höchste Niveau an der Westküste darstellt, in Verbindung zu bringen ist. Dieses Niveau ist dort nach Südwesten geneigt. Die Moränen des nachfolgenden und für Schottlands Küsten letzten wichtigen Vorstoßes (Highland Readvance; entspr. Salpausselkä II) beinhaltet die marinen Ablagerungen des 100-Fuß-Strandes und stellt die Verbindung zum 50-Fuß-Strand in 9 m bis 18 m ü. NN her.

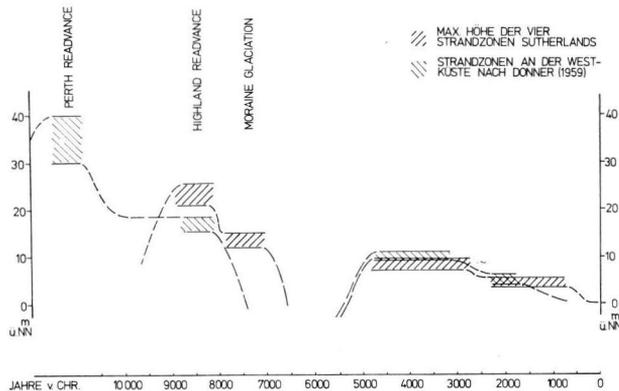


Abb. 2. Chronologie der gehobenen postglazialen Strandzonen an der Nordküste Sutherlands im Vergleich zur Westküste Schottlands.

An der Nordküste aber stießen die Talgletscher des Perth Readvance über die heutige Küstenlinie hinaus (SYNGE 1956, DONNER 1957), während die Randlagen des Highland Readvance unterschiedlich weit dahinter zurückblieben. Der Talgletscher des Halladale war dabei am stärksten entwickelt. An diese Randlagen sind die Phänomene der vierten Strandzone gebunden, deren Genese wir im Halladale, Naver und Borgie eingehend untersucht haben. So bildete sich z. B. das Delta bei Melvich in der Jüngeren Dryaszeit, die thalassostatischen Schotter im Borgie noch im ausklingenden Alleröd.

Bei der Erstellung einer Chronologie der relativen Spiegelschwankungen (Abb. 2) auf Grund dieser Gegebenheiten wird die Torfschicht der Sangobeg Bay als Produkt des Boreal ausgewiesen; sie wurde im Atlantikum II von marinen Ablagerungen bedeckt. Unsere Chronologie wird somit zusätzlich durch die Tatsache gestützt, daß ERDTMAN (1928), WRIGHT (1937) und HARRISON (1948) Pollenanalysen für entsprechende Torf-

schichten an west- und ostschottischen Stränden durchführten und sie als Borealprodukte definieren konnten. Ein größeres Alter ist schon deshalb für den Sangobeg-Torf unwahrscheinlich, weil er sonst durch den Highland Readvance zerstört worden wäre oder bei Konservierung heute unter oder über der vierten Strandzone zu finden sein müßte.

Diesen Erkenntnissen zufolge können wir uns der von KING et al (1963) vorgeschlagenen zeitlichen Einordnung der nordschottischen Strandzonen nicht anschließen. Sie knüpfen die vierte Zone an den Perth Readvance und gelangen somit zu der Annahme, daß das höchste Niveau, der 100-Fuß-Strand der Nordküste, jenem der Westküste entspräche.

SIMPSON (1933) und SYNGE (1956) haben gezeigt, daß der 100-Fuß-Strand auch an der Ostküste Schottlands weder überall rekonstruierbar noch immer an den Perth Readvance gebunden ist. Da die höchstgelegenen Restformen ehemaliger Strände rings um Schottland also nicht an den selben postglazialen Meeresstand gebunden sind, sollte dieses höchste Niveau nicht mehr „100-foot-beach“ genannt werden. Vielmehr bietet sich eine Bezeichnung in Verbindung mit postglazialen Zeitkategorien an.

Die höchste Strandzone an der Nordküste entspricht nach unseren Ausführungen zeitlich der dritten Zone DONNERS (1959). An der Westküste ist für die Ältere Dryaszeit eine Zone nachweisbar; eine zeitgleiche Erscheinung fehlt an der Nordküste. Andererseits hat die dritte Zone des Nordens kein Gegenstück im Westen (Abb. 2).

Die Höhenangaben in Abb. 1 und 2 lassen keine Schlüsse auf den absoluten postglazialen Hebungsbeitrag zu, da schon vor der Ausbildung der jeweils ältesten Strandzone Landhebungen stattgefunden haben können.

Die Voraussetzungen für eine Betrachtung der postglazialen Bewegung ganz Schottlands sind noch nicht gegeben, da bislang keine die gesamte Ostküste umfassende Untersuchung mit der gegebenen Themenstellung vorliegt.

Auf Grund der Neigung der obersten Strandzone an der Westküste hat DONNER (1959) das Gebiet von Callander in den Grampian Mountains als Vereisungszentrum ermittelt. Werden die Isobasen der obersten Strandzone der Westküste von hier aus extrapoliert, dann liegt die gesamte Nordküste im Bereich der 17-m-Isobase. Doch dieser Wert geht auf ein Strandniveau im Westen zurück, welches im Norden zeitgleich nicht nachzuweisen ist. Da dieser Wert außerdem beträchtlich hinter dem von uns für die vierte Strandzone des Nordens ermittelten Höhenwert zurückbleibt und die drei oberen Zonen zudem eine starke Neigung nach Westen aufzuweisen haben, ist anzunehmen, daß die Nordküste im Gegensatz zu der von KING et al (1963) vertretenen Auffassung nur in untergeordnetem Maße den Einflüssen unterlag, welche vom Vereisungszentrum in den Grampian Mts. ausgingen. Vielmehr liegt die Annahme nahe, daß die Vertikalbewegung des Nordens durch ein bislang noch nicht lokalisiertes Unterzentrum der Vereisung bedingt sind.

Die Neigung der drei oberen Strandzonen schließt weiterhin einen küstenparallelen Verlauf der extrapolierten Isobasen DONNERS (1959) aus. Die genauere Anordnung derselben dürfte nach einer Studie der Ostküste möglich sein. Sowohl die Tatsache, daß die Formen, welche einer Höhenzone zugeordnet sind, mit wachsender Küstenentfernung in wachsender Höhe ü. NN zu finden sind, als auch die starke Neigung der Strandzonen nach Westen legen ein nicht klimabedingtes Unterzentrum der Vereisung hinter der Küstenlinie im Osten des Untersuchungsgebietes nahe.

Literatur

- CHARLESWORTH, J. K.: The Quaternary Era. London 1956.
- KING, C. M. A. & WHEELER, P. T.: The Raised Beaches of the North Coast of Sutherland, Scotland. — *Geol. Mag.*, **100**, 299—320, 1963.
- DONNER, J. J.: The Geology and Vegetation of Lateglacial Retreat Stages in Scotland. — *Trans. Roy. Soc.*, **63**, 221—261, Edinburgh 1957.
- : The Late- and Postglacial Raised Beaches in Scotland. — *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, **53**, 5—25, 1959.
- ERDTMAN, G.: Studies in the Post-arctic History of the Forests of North-western Europe, I. Investigation in the British Isles. — *Geol. Fören.*, **50**, Stockholm 1928.
- HARRISON, J. W. H.: The Passing of the Ice Age and its Effect upon the Plant and Animal Life of the Scottish Western Isles. — *The New Naturalist*, 1948.
- REID, D. M.: On a Raised Beach on the North Coast of Scotland. — *Geol. Mag.*, **66**, 177—180, 1929.
- SIMPSON, J. B.: The Late-Glacial Readvance Moraines of the Highland Border, West of the River Tay. — *Trans. Roy. Soc.*, **57**, Edinb. 1933.
- SISSONS, J. B.: A Re-interpretation of the Literature on Late-Glacial Shorelines in Scotland with particular Reference to the Forth Area. — *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, **19**, 83—99, 1962.
- SYNGE, F. M.: The Glaciation of North-East Scotland. — *Scot. Geol. Mag.*, **72**, 129—143, 1956.
- WRIGHT, W. B.: The Quaternary Ice-Age. London 1936.
- Topographisches Kartenwerk: Ordnance Survey One-Inch Map, Blatt 9 und 10. Southampton/GB.

Manuskript eingeg. 8. 5. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. rer. nat. H.-J. Späth, Geographisches Seminar der Gesamthochschule Duisburg, 41 Duisburg, Lotharstraße 65.