

BEOBACHTUNGEN ZUM FORMENSCHATZ DES KÜSTENKARSTES AN DER KANTABRISCHEN KÜSTE BEI SANTANDER UND LLANES (NORDSPANIEN)

Mit 4 Abb. und 7 Bildern

HORST MENSCHING

Summary: Observations of coastal karst features on the Cantabrian coast near Santander and Llanes, northern Spain.

While carrying out geomorphological studies on the coast of northern Spain in 1958, 1959 and 1963, observations were also made on the distribution and genesis of karst formation of the coastal region between Santander and Llanes. These karst features belong to a geomorphological complex which has developed in various limestones on marine terraces. In the genesis of these features, which in toto are termed "coastal karst", the Quaternary eustatic sea level changes played an important role. These interrelationships are discussed.

Apart from specific features of the barren karst surface, the paper deals in particular with the complex "doline vales" (formed without any fluvial valley forming processes) as pronounced features of coastal relief, and with such other coastal dolines which owing to breach of their rim by wave action contribute materially to the coastal formation by having become karst bays. Special forms of dolines are described which occur near Llanes and where, via cavities under dolines, surf leads to fountains rising from dolines situated on higher coastal terraces.

All larger forms of coastal karst owe their origin to some highly complex morpho-dynamics which on the one hand presupposes increased karst erosion, on the other hand would be inexplicable without reference to a partly direct, partly indirect, influence of the height of the sea level and its Quaternary changes. It is planned to carry out further investigations relating to the features of coastal karst.

Mehrfacher Aufenthalt (1958, 1959, 1963) an der Kantabrischen Küste Nordspaniens bot Gelegenheit, in verschiedenen aus Kalkgestein aufgebauten Steilküstenbereichen interessante Beobachtungen über den küstennahen Karstformenschatz anzustellen. Da es sich dabei um z. T. wenig bekannte und kaum untersuchte Vorgänge der Verkarstung im Bereich mariner Strandterrassen handelt, glaubt der Verfasser hierdurch einen kurzen Beitrag u. a. auch zu der Frage leisten zu können, welchen Einfluß die eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Verlaufe des Quartärs auf die Karsthydrographie und damit auf die Genese des Küstenkarstes ausgeübt haben. Hierdurch soll auf ein Problem aufmerksam gemacht werden, das sicher noch wichtige Ergebnisse erwarten läßt, wenn darüber genauere Untersuchungen angestellt werden. Es ist beabsichtigt, die hier mitgeteilten Beobachtungen zu erweitern und über die beigegebene geomorphologische Übersichtsskizze hinaus kartographisch zu erfassen. Der hier verwendete Terminus „Küstenkarst“ umfaßt dabei selbstverständlich mehr, als mit den älteren

Bezeichnungen „mariner Karst“ oder „Seekarst“ ausgedrückt werden kann. Der Küstenkarst umfaßt vielmehr einen Komplex von Karstformen, die sich wohl als Folge von Regen- und Sickerwasserlösung des Kalkes als auch unter Einfluß der Lage des Meeresspiegels und als Folge der Brandungswirkung bilden. Daß hierbei gerade die Schwankungen des Meeresspiegels im Verlaufe des Quartärs eine wichtige Rolle für die Entwicklung des Küstenkarstes spielen, sei hervorgehoben. An verschiedenen — ausgewählten — Beispielen soll dies erläutert werden.

Der Küstenkarst nördlich Santander

Geologisch-morphologischer Aufbau der Küste. Die Bucht von Santander wird geologisch in ihren inneren, südlichen Bereichen von kantabrischen Flysch der älteren Kreide aufgebaut, während die nördliche, dem offenen Meer zugewandte Küstenregion aus verschiedenen Kalkgesteinen der jüngeren Kreide (vom Cenoman bis zum Senon)¹⁾ besteht. Sie bildet heute eine Steilküste mit häufig wechselnder Einfallrichtung und Neigung des Kalkgesteins. Die Untersuchungen wurden vorwiegend in den Senonkalken nördlich der Stadt Santander durchgeführt. Diese sind verschieden mächtig gebankt und auch in der Reinheit des Kalkgesteins nicht gleichwertig. Ihrem jeweiligen Ausstreichen an der Oberfläche entsprechend ist auch der Kleinformenschatz (Karren, Rillen) verschieden ausgebildet. Den ausgeprägtesten nackten Oberflächenkarst zeigen mächtige, unmittelbar an der Stirn der Steilküste ausstreichende Massenkalkbänke, deren Verkarstung noch beschrieben wird.

Der geomorphologische Aufbau dieses Küstenabschnittes wird durch ein ausgedehntes marines Terrassensystem bestimmt, das sich im wesentlichen in die eustatischen Terrassen der übrigen kantabrischen Küste vom Baskenland bis nach Galicien einordnen läßt²⁾. Neben den im unmittelbaren Küstensaum häufig auftretenden marinen Terrassen im 8-m- bzw. 15-m-Niveau (Transgressionen des letzten Interglazials = Tyrren II a und II b) ist eine Abrasionsterrasse um 30 m anzutreffen, die meistens stärker aufgelöst ist, je-

¹⁾ Nach Mapa geológico de España, quinta edición, hoja N^o. 4, Blatt Santander, 1 : 400 000, 1956.

²⁾ Vgl. dazu H. MENSCHING, Erdkunde 3/1961, S. 216 f.

doch unmittelbar hinter dem Kliff dieser Terrasse — sofern diese bis zum heutigen Küstenabfall reicht — auch gut erhalten sein kann. Am weitesten verbreitet und für den weiteren Küstensaum bestimmend ist die 50—60-m-Terrasse, die sehr häufig in voller Höhe steil, oft senkrecht zum Meeresspiegel abbricht und ein markantes Kliff bildet. Auf ihr stehen z. B. der Leuchtturm und der Sender von Santander. In sie hinein sind die tieferen marinen Terrassen zumeist als kleinere oder auch weitere (ehemalige) Buchten eingetieft. Weiter landwärts steigt die marine Abrasionsfläche auf 70—80 m an. Es ist nicht sicher, ob hier noch eine höhere Sizilische Terrasse vorliegt. Für die hier mitgeteilten Beobachtungen ist dies zunächst auch ohne Belang.

Mit Ausnahme im Bereich des nackten Karstes an den ausstreichenden Kalkbänken, vor allem der 50—60-m-Terrasse, sind die Terrassenoberflächen heute von einem dichten Grasteppich über einer nicht sehr mächtigen humusreichen Braunerdedecke überzogen. Die jährlichen Regenmengen bei ganzjähriger Verteilung liegen in diesem Küstenstreifen bei 1100 mm (Santander 1191 mm Jahresmittel bei einer Jahresmitteltemperatur von 14°)³⁾. Die potentielle Verdunstung ist mit 717 mm (H. LAUTENSACH und E. MAYER 1960) gegenüber den hohen Jahresniederschlägen gering, so daß bei dem ganzjährig fallenden Regen die Verkarstung aktiv sein kann. Diese Werte gelten jedoch nur für den heutigen Fortgang der Verkarstung, keinesfalls für die gesamte Entwicklung im Quartär. Daß nur dieser Zeitraum für die Betrachtung der Genese des Küstenkarstes in diesem Raum in Betracht kommt, ergibt sich aus der Tatsache, daß der untersuchte Raum auf den quartären Strandterrassenbereich begrenzt ist und ein ähnlicher Formenschatz des Küstenkarstes außerhalb der weiteren Küstenlandschaft nicht vorhanden ist.

Die Formen des Küstenkarstes. Der gesamte Formenschatz des Küstenkarstes im Bereich der quartären Küstengestaltung nördlich Santander ist außerordentlich mannigfaltig. Er reicht von den Kleinformen im unmittelbaren Wirkungsbereich der Brandung bis zu den Großformen ausgedehnter und markanter Dolinentalungen, die von den höchsten Strandterrassen bis zum rezenten Kliff das Küstenrelief prägen. Diese Formen verdienen daher besondere Beachtung, zumal sie m. W. bisher nirgends beschrieben worden sind. Mit ihrer Darstellung sei begonnen (vgl. zum folgenden Abb. 1):

a) Dolinentalungen. Die Kreideküste vom Ausgang der Bahia de Santander, insbesondere von der kleinen Bucht, die vom Cabo Menor und Cabo Mayor mit dem Leuchtturm darauf um-

rahmt wird, bis mehrere Kilometer westlich davon wird von einer Unzahl größerer und kleiner Dolinen durchsetzt. Ihr Durchmesser reicht von wenigen Metern bis zu 100 m und ihre Tiefe von flachen Wannen bis zu einigen Dekametern. Neben vielen verstreut auftretenden Kleinstdolinen beobachtet man bei den meisten Karsthohlformen, daß sie sich in einer bestimmten Richtung anordnen und zu einer zum Meer hin geöffneten Talung zusammenschließen. Dabei liegen die oberen Dolinen innerhalb der Talung in der Regel höher als die unteren, doch besteht insgesamt kein einheitliches Talgefälle. Sowohl aus diesem Grunde als auch um von vornherein den Gedanken an eine Entstehung dieser Talung durch etwa fluviale Erosion auszuschließen, wurde der Begriff „Dolinentalung“ gewählt und hiermit als Terminus im Rahmen des Formenschatzes des Küstenkarstes vorgeschlagen.

Die Großform der Dolinentalung ist muldenförmig, am Beginn der Talung flach, dann jedoch rasch tiefer werdend. Die größten Dolinentalungen, die sich in nordwestlicher Richtung auf die Bucht östlich des Leuchtturms (auf der Übersichtsskizze nicht mehr verzeichnet) erstrecken, haben eine Tiefe von über 50 m. Nicht alle Dolinen liegen im tiefsten Bereich der Talung, wenn auch hier eine Konzentration vorhanden ist; auch am Hang der Talung kommen meistens kleinere Dolinen vor. Der größte Teil der Dolinen ist für den raschen Tiefenabfluß zum unterirdischen karsthydrographischen Netz aktiv. Selbst nach länger anhaltenden starken Augustregen (1959 u. 1963) wurde niemals eine Wasseransammlung in den Dolinen beobachtet. Austritte des Karstwassers wurden jedoch mehrfach am Steilabfall des Kliffs oder innerhalb der kleineren Buchten gefunden, jedoch nur als Sickerstellen und nicht als stärkere Karstquellen. Es ist ganz offensichtlich, daß die überwiegende Menge des oberflächlich in die Dolinen fließenden Regenwassers die Höhe des Meeresspiegels oder des in \pm gleicher Höhe liegenden Karstwasser- bzw. Grundwasserspiegels in Lösungshohlformen erreicht. Das heißt, daß die Basis des heutigen karsthydrographischen Abflusses der rezente Meeresspiegel ist.

Bei der Erklärung der Genese dieser Dolinentalungen tritt die Frage nach ihrem Alter und damit auch der morphogenetische Zusammenhang mit den glazialeustatischen Meeresspiegelschwankungen in den Vordergrund. Zunächst ist festzustellen, daß innerhalb einer Dolinentalung die summierende Wirkung der Kalklösung in den Dolinenreihen und damit die Tieferlegung neben der Hangabtragung die wichtigsten Faktoren der Entstehung solcher Talungen sind. Die Tieferlegung der einzelnen Dolinen bestimmt dabei die jeweilige Denudationsbasis der Talhangbildung.

³⁾ Nach Nuevo Atlas de España, Madrid 1961, S. 35.

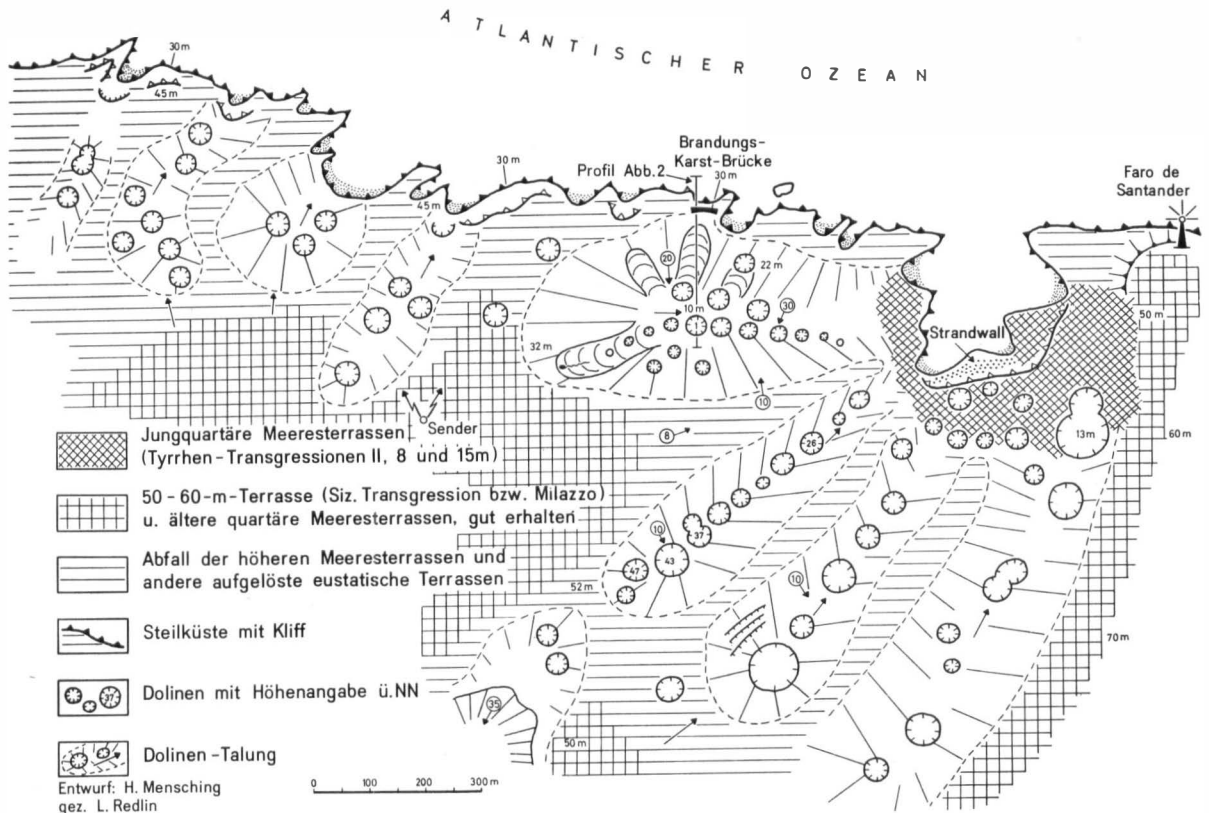


Abb. 1: Der Karstformenschatz der kantabrischen Küste nördlich von Santander (Übersichtsskizze)

Für den morphodynamisch entscheidenden Vorgang der Dolineneintiefung ist die Lage des Meeresspiegels sicher von Bedeutung. Dies geht daraus hervor, daß die meisten Dolinentalungen mit ihrem offenen Austritt an die Höhe einer marinen Terrasse angelehnt sind. In den meisten Fällen liegt dieser Ausgang auf ± 15 oder um 8 m über dem heutigen mittleren Hochwasser, d. h. also auf der Höhe der letztinterglazialen Meereshochstände. In der südlich der Brandungskarstbrücke (im Volksmund: „puente del diablo“) dem heutigen Kliff parallel verlaufenden Talung (vgl. Abb. 1 und Bild 2) hat die Vertiefung der Dolinen nahezu die Lage des heutigen Meeresspiegels erreicht, während die Talungsöffnung noch auf die Tyrrhen-II-Terrasse ausläuft, die somit einen Querriegel vor der Talung bildet. Aus der morphologischen Situation und der Lage dieser Brandungsbrücke, die zu der angrenzenden Dolinentalung in 22–25 m Höhe eine große Öffnung zum Meer geschaffen hat, läßt sich ableiten, daß von einer ersten Doline innerhalb der 30-m-Terrasse ausgehend der Abfluß durch die Meeresbrandung geöffnet worden ist (nach der Höhenlage zur Zeit der Tyrrhen-I-Transgression = vorletztes Interglazial). Abfließendes Regenwasser und hohe Brandungswogen haben den Durch-

bruch am Kliff bereits bis zum heutigen Meeresspiegel tiefergelegt (vgl. dazu Abb. 2 und Bild 3).

Die Frage, ob die Karsthydrographie auch auf den Tiefstand des Meeres während der Regressionszeiten (Kaltzeiten des Pleistozäns) eingestellt gewesen ist und auch die Dolinenbildung tiefer als das heutige MHW gereicht hat, läßt sich nur insofern beantworten, daß keine Dolinen gefunden wurden, die tiefer als der heutige Meeresspiegel liegen. Sicher wird die Karstentwässerung in Klüften und Lösungshohlformen tiefer gereicht haben als heute, denn mit einem kaltzeitlichen Dauerfrostboden, der dieses unterbunden hätte, ist kaum zu rechnen. Zwar ist an den Nordhängen des Kantabrischen Gebirges verstärkte periglaziale Hangabtragung nachgewiesen⁴⁾, die wahrscheinlich auch bei der Hangformung der Dolinentalungen wirksamer als heute war, doch sind auch für kaltzeitlich verstärkte physikalische Hangabtragung keine näheren Anhaltspunkte zu finden, und zwar wegen der starken Auflösung des Kalkschuttes. Vielmehr sind bei der Hangformung während der gesamten Bildung der Talungen Lösungsvorgänge ganz überwiegend bei der Ein-

⁴⁾ S. dazu MENSCHING, Erdkunde 1961, sowie HERNANDEZ-P., LLOPIS-LLADO u. a. INQUA 1957.

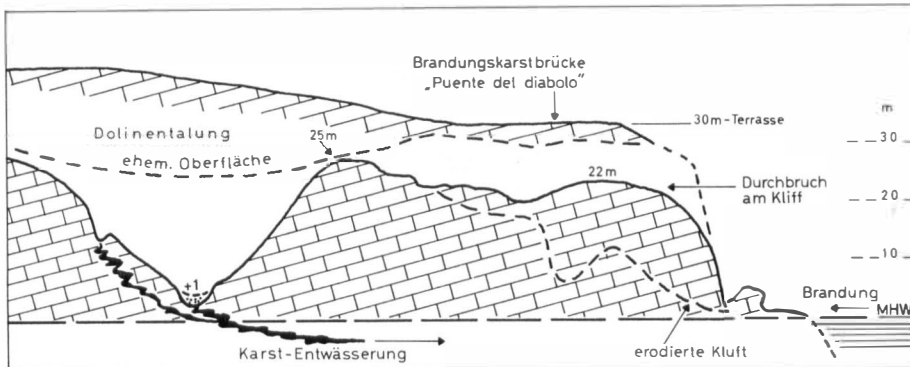


Abb. 2: Schnitt durch die Brandungskarstbrücke nördlich von Santander (Siehe dazu Text, Bild 3 u. Abb. 1)

tiefung wirksam gewesen. So ergeben sich Alter und auch die Größe und Länge der Dolinentalungen aus der Lage im System der marinen Terrassen: die größten und längsten liegen zweifelndfrei mit ihrem „Einzugsbereich“ und Ursprung in den höheren, älteren Terrassen. Infolge der allmählichen relativen Heraushebung der Küstenzone im Quartär mit verschiedenen tiefer liegenden marinen Terrassen und mehrfachen Meerestiefständen während der Glazialzeiten wurden diese Dolinentalungen — in der geschilderten Weise — meerwärts verlängert und erreichen heute öfters eine Länge von mehr als einem Kilometer!

b) Karstbucht enbildung. Eine weitere Auswirkung auf die Küstenformung durch die Entstehung der Dolinen und Dolinentalungen unmittelbar an der Strandlinie bzw. hinter dem heutigen Kliff ist zu beobachten. Sowohl am Ausgang der Dolinentalungen, besonders dann, wenn mehrere Talungen sich vereinigen, ist die Meeresbrandung leichter imstande, das Kliff bzw. die Steilküste aufzureißen und durch Öffnung der Dolinen junge Buchten zu bilden. Oft lassen diese noch die Form der einstigen Doline erkennen. Mit großer Regelmäßigkeit läßt der karstmorphologische Formenschatz die Wirksamkeit dieser Zu-

sammenhänge klarwerden, so daß der als „Karstbucht enbildung“ bezeichnete Vorgang als ein wichtiger Faktor der Küstengestaltung erkannt wurde. Diese morphologischen Zusammenhänge läßt die Kartenskizze gut erkennen. Die Formen können auch als „Dolinenbucht en“ bezeichnet werden (vgl. Bild 1).

Ein interessantes Beispiel zu diesen strandnahen Verkarstungsprozessen boten Beobachtungen, die westlich des im Kartenbereich dargestellten Gebietes der Küstenlandschaft von Santander ange stellt wurden. Als weite letztinterglaziale Bucht ist eine 15-m-Terrasse in die marine Haupt-Abra sionsfläche (50—60 m) eingetieft. Die aufbauenden Senonkalke sind im Bereich hinter dem Kliff stark verkarstet und durch die Brandungsarbeit zu inselartigen Erhebungen aufgelöst, die wäh rend des Hochstandes der 8-m-Transgression im Brandungsbereich herausragten (vgl. dazu Abb. 3). Eine heute in 6—8 m Höhe (Oberfläche) über MHW liegende Dolinenbucht wurde zu dieser Zeit mit Brandungsgeröllen überdeckt. Der post glaziale Meeresspiegel erreichte diese Höhe nicht mehr. Ein Aufschluß innerhalb dieser Dolinen bucht ließ klar die seitherigen Verkarstungsvor gänge erkennen (Bild 4): einige grobe marine

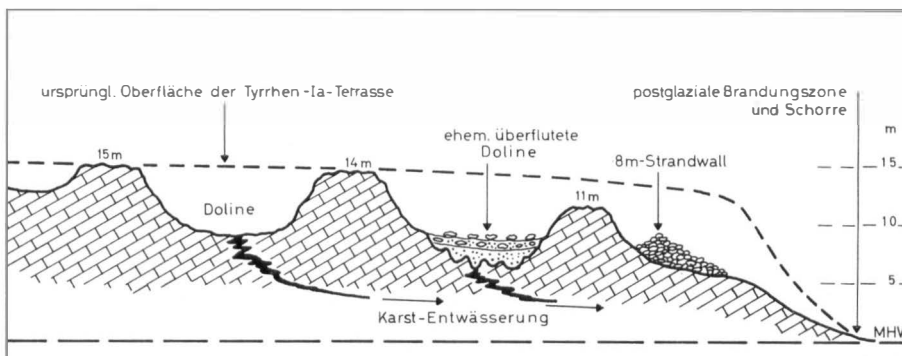
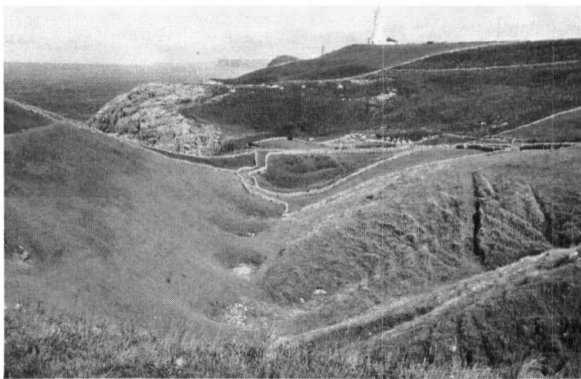


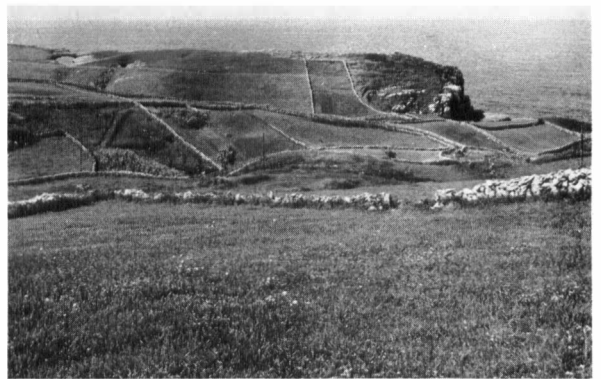
Abb. 3: Küstenkarst der 15-m-Terrasse nordwestlich von Santander



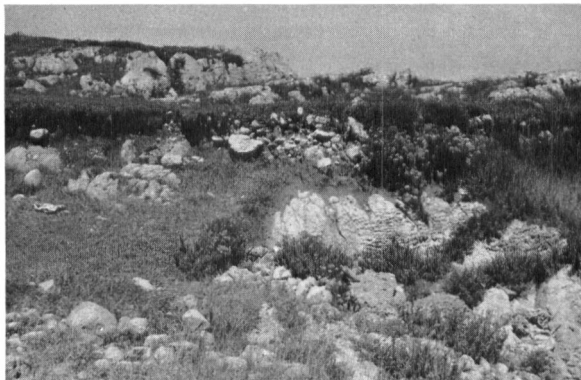
1



2



3



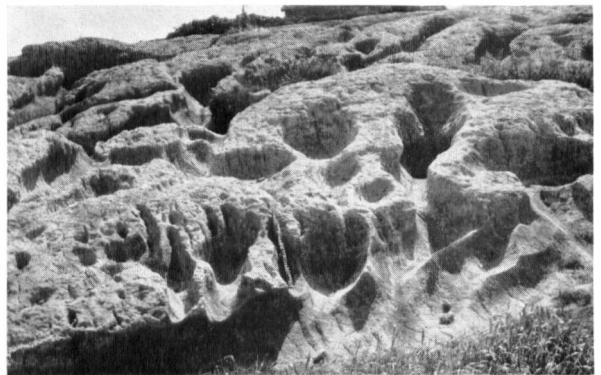
4



5



6



7

Schotter besitzen zwar noch die ursprüngliche Zurendung, die meisten sind jedoch bereits stark korrodiert und in eine humose dunkle Verwitterungsschicht eingebettet. Ein dunkelbraun bis schwarzer Bodenhorizont ließ die alte Dolinenoberfläche erkennen, darunter zeigte anstehender Senonkalk starke Oberflächenverkarstung. Vor der letzten Restinsel der 15-m-Terrasse liegt im 8-m-Niveau ein gut ausgebildeter Strandwall mit groben marinen Geröllen. Dieses Beispiel kann das Verhältnis und das Zusammenwirken von Dolinenbildung und Brandungswirkung sowie das Entstehen von Dolinenbuchten ebenfalls deutlich machen. — Neben den Dolinentalungen sind somit auch die Dolinenbuchten (Karstbuchten) ein wichtiges Formenelement des Küstenkarstes.

c) **Kleinformen des Küstenkarstes.** Die Kleinformen des Küstenkarstes sind ebenso mannigfaltig wie sein Großformenschatz. An dieser Stelle können nur wenige Beobachtungen mitgeteilt werden. Überall im Wirkungsbereich der Brandung (einschließlich der Spritzerzone) ist der **Brandungskarst**⁵⁾ mit seinen zerrissenen und außerordentlich scharfen Karren- und Rillenbildungen, die sich deutlich vom benachbarten Regenwasserkarst unterscheiden, verbreitet. Auf den höheren Terrassen finden sich seltener Reste solcher Karstformen, doch konnte auf der Oberfläche der 30-m-Terrasse in der Nähe des heutigen

⁵⁾ Diese Bezeichnung scheint mir treffender zu sein als „mariner Karst“. Entsprechend ist der Terminus „Brandungskarren“ zu verwenden.

Bild 1: Überblick über die Küstenlandschaft nördl. Santander (Hintergrund links).

Als Formen des Küstenkarstes treten auf: Karstbuchten, junge Dolinen und der Ausgang (rechts, bewaldet) einer großen Dolinentalung. Marine Terrassen in 30 m und 60 m.

Bild 2: Dolinentalung im Küstenkarst westl. des Leuchtturmes von Santander (auf der 60-m-Terrasse stehend). Ausgang der Talung in 15 m NN, Tiefenlage der einzelnen Kleindolinen bis auf + 1 m NN.

Bild 3: Dolinentalungen mit Lage der Brandungskarstbrücke „Puente del diablo“ (links hinten) an der Oberfläche der 30-m-Terrasse (vgl. hierzu auch Abb. 1 u. 2).

Bild 4: Dolinenaufschluß in der 8-m-Terrasse. Marine Gerölle überlagern den stark verkarsteten Senonkalk. Im Hintergrund links die 15-m-Terrasse.

Bild 5: Karsthöcker mit flachen Rinnenkarren und ausgeprägten Korrosionshohlkehlen.

Zu erkennen ist die Anlehnung an das Einfallen der Senonkalkbänke, die am Trauf bzw. Kliff der 50- bis 60-m-Terrasse austreichen. Höhe der Karsthöcker 1 bis über 2 m.

Bild 6: „Wabenkarst“ — Rest einer Brandungskarst-Oberfläche auf der 30-m-Terrasse.

Sie selbst zeigt eine glatte Korrosionsoberfläche. Höhe des fossilen Wabenkarstes 15 cm.

Bild 7: Karstkessel und breite Karren an den austreichenden Senonkalken mit fossilem Kliff der höchsten marinen Terrasse (hier 70 m) nordwestl. Santander. Die Karstkessel sind übertieft und enthalten Wasser.

Kliffs der Rest einer Brandungskarstoberfläche gefunden werden, dessen Form als „Wabenkarst“ zu bezeichnen ist. Die Höhe der seitherigen (d. h. seit dem vorletzten Interglazial-Tyrrhen I) Lösungsabtragung beträgt hier 15 cm. Die Situation läßt Bild 6 gut erkennen. Im Gegensatz zu den scharfkantigen rezenten Formen des Brandungskarstes sind viele andere Kleinformen, wie sie A. BÖGLI (1960) beschrieben und abgebildet hat (dort Abb. 1, 2, 6, 10 und 11), besonders am Trauf der 60-m-Terrasse zu beobachten. Auffallend dabei sind vor allem die Trittkarren und durch Rinnenkarren (teils als Mäanderkarren ausgebildete) verbundene Hohlformen, die wie flache Kessel etwas übertieft mit stehendem Regenwasser und mit randlichen Flechtengürteln ausgebildet waren. Das nach jedem Regen darin stehende Regenwasser wirkt in Verbindung mit den entstehenden organischen Säurespuren stark lösend und führt zur Übertiefung. Das dann korrosionsinaktive, kalkgesättigte Wasser wird beim nächsten (und hier sehr häufig auftretenden) Regenschauer abgeführt und „frisches aggressives“ Wasser wird erneut lösungsaktiv (vgl. hierzu Bild 7). Ein besonders eindrucksvolles Beispiel von größeren, nackten Karstformen sind an den am Trauf der 50—60-m-Terrasse austreichenden massigen Kalkbänken zu beobachten. Die hohen Karsthöcker, wie überdimensionale „Backenzähne“ ausgebildet, überragen die ehemalige marine Terrassenoberfläche um mehr als 2 m. Sie sind in vertikaler Richtung von breiten Ablaufrinnen des Regenwassers gegliedert: es fehlen die schmalen und scharfkantigen Rinnenkarren, die im Kreidekalk bei Santander ohnehin kaum zu finden sind. Eine weitere Eigenschaft dieser Karsthöcker sind ihre großen Korrosionshohlkehlen. Der Verdacht auf Brandungswirkung (Lage zum Kliff!) ist rasch zu entkräften, da sich viele Hohlkehlen übereinander und immer in Anlehnung an das Schichtfallen des Kalkgesteins ausgebildet haben. Auch ihr Auftreten an allen Seiten der Karsthöcker widerspricht der Erklärung als Brandungshohlkehlen. Es ist erkennbar, daß die Korrosion in der Höhenlage der Bodenbedecke mit dichtem Gras- und anderem Bewuchs besonders stark ist (Huminsäuren!) und mit dem Abtrag der lockeren Bodendecke bzw. deren Tieferlegung auch die Korrosionshohlkehlen nach unten wachsen. Freigelegte Hohlkehlen erreichen beträchtliches Ausmaß (vgl. hierzu Bild 5).

Zwar brauchen diese Karsthöcker nicht auf den Küstenkarst beschränkte Formen zu sein, doch deutet manches auf den Einfluß der Lage im Küstenbereich hin. In jedem Fall sind diese Karsthöcker wertvolle Zeitmarken der Korrosionsabtragung einer datierbaren marinen Terrassenoberfläche (hier: der Milazzo-Sizilischen Transgression II).

Formen des Küstenkarstes östlich Llanes

In Ergänzung zu den im Küstenbereich von Santander angestellten Untersuchungen können aus der Küstenlandschaft östlich Llanes beim kleinen Dorf Cue einige zusätzliche Beobachtungen mitgeteilt werden. Hier wird die Strandterrassenzone der Küste aus Karbon-Kalkgesteinen aufgebaut, die feinkörniger und reiner sind als die Senonkalke von Santander. Bei Llanes wird ein breiter Küstenstreifen mit z. T. saiger stehenden Schichten, die ein steilwandiges Kliff bilden, von einer 200 bis 300 m breiten Strandterrasse aufgebaut, deren Höhe auf 30 bis 35 m liegt. Es handelt sich offenbar um eine Tyrrhen-I-Terrasse. Die Küste ist wiederum durch kleinere Buchten und zahlreiche Dolinen gegliedert. Diese vereinigen sich jedoch nirgends zu einer voll ausgebildeten Dolinentalung. Die Aufmerksamkeit auf drei etwa 10 bis 30 m im Durchmesser große Dolinen wurde im August 1959 durch einen Vorgang gelenkt, der sich durch hohe Wasserfontänen, verbunden mit einem weit hin hörbaren Pfeifgeräusch, zu erkennen gab. Die darauf angestellten Beobachtungen ergaben folgenden Tatbestand: zwei der Dolinen innerhalb der 30-m-Terrasse haben ein karsthydrographisches Abfluß- und Höhlennetz ausgebildet, das unmittelbar mit dem Meeresspiegel in Verbindung getreten ist. Das Meer dringt mit starken Brandungswellen bei stärkerem NW-Wind und bei etwas höher als MHW liegendem Flutniveau in diese unter den Dolinen liegenden Hohlsysteme ein und erzeugt eine starke Druckwelle. Diese reißt bei entsprechenden Voraussetzungen einen Wasserstrom mit in das Hohlsystem der Doline, der an der Dolinenöffnung (es handelt sich um eine etwas seitlich in der Doline liegende verkarstete Kluftöffnung der saigeren Kalkschichten) sein oberes Ventil findet. Der Druck ist so stark, daß das mitgerissene Wasser fontänenartig mehrere Dekameter hochgeschleudert wird. Das von der Doline ausgehende Hohlsystem wird somit zum Röhrensystem für eine Brandungsfontaine aus der Doline. Die Entfernung zum Kliff beträgt etwa 50 m. Zur Verdeutlichung dieses Systems mag die Abb. 4 dienen. — Bei einem zweiten Besuch dieses Gebietes im August 1963 reichte der Druck der Brandungswellen bei anderer Wetterlage und geringer Windstärke nicht aus, Wasserfontänen durch die Dolinen zu pressen, doch traten im Rhythmus der jeweils höchsten Brandungswellen (also in unregelmäßigem Abstand) Luftströme mit solcher Heftigkeit aus, daß es unmöglich war, unmittelbar am Austrittsort stehenzubleiben.

Mit diesen Formen des Küstenkarstes werden sicher Sonderbildungen dargestellt, die es nicht

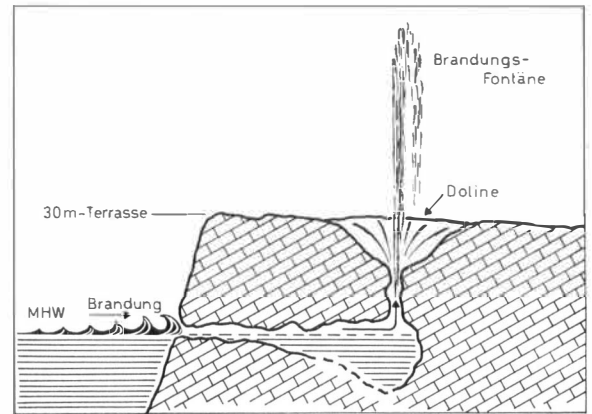


Abb. 4: Doline mit Brandungsfontaine östlich Llanes.

an einem kuriosen Naturschauspiel fehlen lassen, wenn die genannten Wetterbedingungen erfüllt sind. Sie zeigen andererseits das unmittelbare Zusammenwirken zwischen der Brandung und dem Korrosions-Hohlsystem der Küstendolinen. Die Bedeutung der Lage des Meeresspiegels wird damit klar unterstrichen.

Schlußbemerkung

Mit der kurzen Darstellung des Formenschatzes des Küstenkarstes bei Santander und Llanes wurden Beobachtungen mitgeteilt, die das Verhältnis der Verkarstung einer Küstenregion mit quartären Strandterrassen zur Lage des Meeresspiegels und seiner eustatischen Schwankungen im Quartär zur Diskussion stellen sollen. Der Küstenkarst in seiner morphodynamischen und morphogenetischen Abhängigkeit von den verschiedenen Korrosionsprozessen, von der Verschiedenheit des Kalkgesteins und von der Lage des Meeresspiegels mit seiner Brandungswirkung ist außerordentlich mannigfaltig. Die Dolinentalungen, Dolinenbuchten (Karstbuchenbildung) und die Dolinen mit Brandungsfontänen sowie ein vielgestaltiger Kleinformenschatz von Karren und großen Karsthöckern sind die wichtigsten hier mitgeteilten Einzelformen. Ähnliche oder gleiche Karstformen wurden bisher m. W. nicht beschrieben. Eine Reihe von offenen Fragen werfen vor allem die Dolinentalungen auf, die in einer ersten Übersichtsskizze kartiert wurden. Weitere Untersuchungen werden notwendig sein, um den Formenschatz des Küstenkarstes insgesamt und in seiner Genese voll zu erfassen. So mag dieser Beitrag als ein erster Bericht aufgefaßt werden.

Literatur

- BÖGLI, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung. In: Internationale Beiträge zur Karstmorphologie, Supplementband 2 (Herausg. H. LEHMANN), Zeitschr. f. Geomorph.

Beiträge in: Erdkunde, H. 2/1964 (Report on the Symposium of the Karst Commission of the IGU)
 HERNANDEZ-PACHECO u. a. (1957): El cuaternario de la region cantábrica. Exkursionsführer Nr. 2, INQUA Madrid-Barcelona 1957.
 LLOPIS-LLADO, N (1957): La plataforma costera de la costa asturiana... INQUA 1957, Res. des Communications, S. 112.

LAUTENSACH, H. (1951): Die Niederschlagshöhen auf der Iberischen Halbinsel, Pet. Mitt., 95. Jg., S. 145—160, Karten.
 LAUTENSACH, H., u. MAYER, E. (1960): Humidität und Aridität insbesondere auf der Iberischen Halbinsel, Pet. Mitt. 104. Jg., S. 249—270, Karten und Diagramme.
 MENSCHING, H. (1961): Die Rias der galicisch-asturischen Küste Spaniens. Erdkunde, H. 3, S. 210—224.

BEOBACHTUNGEN UND GEDANKEN ZU GEOMORPHOLOGISCHEN KONVERGENZEN IN POLAR- UND WÄRMEWÜSTEN

Mit 1 Abb. und 6 Bildern

WOLFGANG MECKELEIN

Summary: Observations and reflexions on geomorphological convergences (similarities) in polar and hot desserts.

The paper reports and evaluates observations from Western Spitsbergen in relation to the structure of the polar Hammada, rock weathering, foliation and formation of salt crusts, the role played by fine grain material and relative stability of geomorphological features. These convergences (similarities) of minor landforms and geomorphological processes are not simply the outcome of comparable conditions of aridity. Similarities of forms are not necessarily brought about by identical causes. It can be shown that in the complex of geomorphologically effective climatic elements some factors are interchangeable without influencing the final geomorphological outcome. Especially in denudation processes climate frequently acts merely indirectly. It gives rise to certain soil characteristics which in turn influence the type of denudation. The effect of fluvial processes always exceeds that of wind; this is so in polar desserts as well as in the desserts and extreme desserts of the global dry belt. For a true appreciation of interrelationships between climate and landforms detailed micro-geomorphological and micro-climatic investigations play an important role.

I. Problemstellung

Geomorphologische Konvergenzerscheinungen in Wärme- und Kältewüsten sind nicht unbekannt. Aus den letzteren sind solche Analogien von verschiedener Seite (Auswahl im Lit.-Verzeichnis) und besonders für hochpolare Gebiete beschrieben worden. Die möglichen Ursachen für diese Phänomene hat u. a. MORTENSEN (1930) diskutiert. Er betrachtete dabei im wesentlichen die Ähnlichkeiten in der Formungstendenz und glaubte, daß gewisse vergleichbare Verhältnisse z. B. durch die spezifischen Abflußbedingungen in den beiden Zonen gegeben seien. Damit trat der klimageomorphologische Gesichtspunkt stärker hervor, der heute dazu geführt hat, auf Grund bestimmter Merkmale auch im polaren Bereich von ariden Klimaten — wenn auch in gewisser Sonderstellung — zu sprechen (vgl. etwa TROLL 1953, S. 11). Für die subpolaren Schneegrenzklimata schließt man eine solche Zuordnung verständlicherweise im allgemeinen aus.

Es ist klimageomorphologisch sehr verlockend, zwischen ganz verschiedenen Zonen über den Faktor Aridität Zusammenhänge zu suchen, zumal damit Parallelerscheinungen im Formenschatz und im Formungsstil recht einleuchtend werden. Wie problematisch das aber ist, wurde auf einer Fahrt nach Westspitzbergen im Sommer 1960 deutlich. Ich konnte dort — in einem subpolar-ozeanischen Gebiet — verschiedene unerwartete Beobachtungen über Konvergenzen geomorphologischer Vorgänge und Kleinformen im Vergleich zur planetarischen Wüstenzone machen. Sie wiesen erneut darauf hin, daß die Zusammenhänge zwischen Klima und Oberflächenformung keineswegs so eindeutig sind, wie es manchmal scheinen mag. Dabei steht die Frage, welche Klimaelemente oder welche Kombinationen entscheidend sind und auf welchem Weg (oder Umweg) sie einwirken, im Vordergrund. Als ein Beitrag zur Beantwortung dieser Frage möchten die folgenden Ausführungen aufgefaßt sein. Für die Auswertung der Beobachtungen wurden die Ergebnisse von Labor-Untersuchungen an mitgebrachten Boden- und Gesteinsproben ebenso herangezogen wie Vergleiche mit den aus der Sahara (1954/55) und jüngst (1964) durch Beobachtungen in der Libyschen und Arabischen Wüste Ägyptens sowie im Negev gewonnenen Erfahrungen.

II. Die Beobachtungen und Untersuchungen

Bei den Beobachtungen in Westspitzbergen fielen zunächst die polaren Hammadas (Felswüsten) auf, die im Gebiet nördlich des Tempelfjords bei Bjonahamna, östlich des Billefjords bei Ansorvika und Ekholm vika sowie im Raum des Kongsfjords bei Ny-Ålesund und auf Blomstrandhalvöya näher untersucht wurden (zu allen Ortsangaben vgl. Abb. 1). Wie in der Sahara finden sie sich stets in Abtragungsgebieten und bilden sich in den verschiedensten Gesteinen aus (in der Reihenfolge der untersuchten Gebiete: oberkar-