

Zur Geologie der Insel Helgoland

Von CHRISTIAN SPAETH

Zusammenfassung

Anlässlich der hundertjährigen Zugehörigkeit Helgolands zu Deutschland wird die besondere geologische Situation der Insel und ihre Erforschungsgeschichte in einem Abriss dargestellt. Dabei wird auch die submarine mesozoische Gesteinsfolge nach neuen litho- und biostratigraphischen Erkenntnissen aus forschungstaucherischen Profilaufnahmen übersichtsartig erläutert.

Der durch phasenhafte Bewegungen permischer Salzmassen im Untergrund geprägte tektonische Baustil des Felskomplexes wird anhand neuerer seismischer Ergebnisse erörtert.

Summary

On the occasion of Heligoland having become a part of Germany for a hundred years an overview is given of its specific geological situation. The course of development of geoscientific research of the island is outlined.

The submerged mesozoic sedimentary succession is briefly reviewed using litho- and biostratigraphical results recently obtained by research skin divers. Based on new seismic evidence, the episodic movements of the underlying Permian salt masses and their influence on the tectonic characteristics of the rock complex are discussed.

Inhalt

1. Einleitung	1
1.1 Allgemeiner Überblick zur geologischen Situation des Inselkomplexes	2
2. Geowissenschaftliche Erforschungsgeschichte	4
3. Die mesozoischen Sedimentgesteine des Felssockels	8
3.1 Die Gesteinsfolge der Trias	8
3.1.1 Buntsandstein	8
3.1.2 Muschelkalk	16
3.2 Die Gesteinsfolge der Kreide	17
3.2.1 Unterkreide	17
3.2.2 Oberkreide	19
4. Tertiär	20
5. Quartär	20
6. Überblick zur Tektonik und Strukturentwicklung	24
7. Zur weiteren geologischen Erforschung Helgolands	27
8. Schriftenverzeichnis	30

1. Einleitung

Seit die Nordseeinsel Helgoland 1890 deutsches Hoheitsgebiet wurde, sind beträchtliche Veränderungen ihrer äußeren Gestalt vor sich gegangen. Rege Bautätigkeit für zivile, in weit stärkerem Maße aber für militärische Zwecke vor dem Ersten und bis weit in den Zweiten Weltkrieg hinein – sowie die jeweils anschließende Zerstörung der aufgebauten Festungsanlagen – haben das Aussehen der Insel stark überformt.

Trotz der vielen menschlichen Eingriffe tritt die Einzigartigkeit dieses felsigen Naturdokuments mitten in der Nordsee in seinem geologischen Aufbau dem Besucher nach wie vor großartig und eindrucksvoll entgegen.

Der geologischen Besonderheit der roten Felsmasse und ihres Untergrundes ist es allein zu verdanken, daß diese mit keiner anderen vergleichbare Nordseeinsel allen natürlichen Zerstörungsaktivitäten und sogar menschlichen Vernichtungsversuchen bisher widerstehen konnte.

Zur Erfüllung des Wunsches, daß das auch in aller Zukunft so bleiben möge, trägt in jedem Fall die immer verbesserte Kenntnis der langfristig wirkenden geologischen Vorgänge und damit des erdgeschichtlichen Werdeganges von Helgoland bei.

Die geowissenschaftliche Erforschung des Helgoländer Raumes ist keineswegs abgeschlossen. Neue Erkenntnisse über den Inselkomplex und seinen Untergrund wurden erst in jüngster Zeit gewonnen. Die nachfolgende Übersicht ist seinem geologischen Aufbau gewidmet.

1.1 Allgemeiner Überblick zur geologischen Situation des Inselkomplexes

Die über den Nordseespiegel aufragenden roten Sandsteinschichten Helgolands lassen ein deutlich höheres Alter erkennen, als sämtliche den nord-, ost- und westfriesischen Küsten der weiteren Umgebung vorgelagerten Inseln aufweisen. Die einzige Felseninsel der Deutschen Bucht stellt in ihrem sichtbaren Triasgestein einen Teil des erhalten gebliebenen Deckgebirges über den im tieferen Untergrund akkumulierten Steinsalz- und Gipsmassen dar, die das Zechsteinmeer der Permzeit vor über 250 Millionen Jahren in der Folge mehrfacher Eindunstungszyklen als Evaporitgesteine hinterließ.

Diese auch im Untergrund des festländischen Raumes Nordwestdeutschlands weit verbreiteten Salzmassen des Zechsteins (Ober-Perm, von etwa 260–250 Millionen Jahren vor heute) reagierten unter der Auflast der darüber folgenden jüngeren Ablagerungen des Mesozoikums (Erdmittelalter) plastisch, nachdem sie eine Mächtigkeit von rund 1000 m erreicht hatten. Damit setzten von der jüngsten Trias-Zeit an langsame Fließvorgänge in den tiefliegenden Salzlagern ein, die in allmählich entstehenden Auswanderungs- und Akkumulationsbereichen zur Bildung verschiedenartiger Salzstrukturen und zur Verformung des überlagernden Deckgebirges führten.

In vielen Regionen Nordwestdeutschlands kam es damit zum Aufstieg des spezifisch leichten Salzes auf Schwäche- und Bruchzonen der überlagernden Schichtgesteine. Es bildeten sich die Salzkissen, Salzhorste und Salzstöcke, die die Deckschichten aufbeulten und deformierten oder diese als „Diapire“ durchstießen und randlich steil aufrichteten. Die mobil gewordenen Salzmassen preßten vielerorts auch die ihnen eingelagerten Anhydrite, Gipse und Dolomite des Zechsteins aus der Tiefe mit herauf, wie sie z. B. in Lüneburg oder Bad Segeberg heute noch zugänglich sind und hier seit alters her fälschlich als „Kalkberge“ bezeichnet wurden. Derartige Salzstrukturen setzen sich weitläufig im Untergrund der südlichen Nordsee fort. Als Insel verdankt allein Helgoland diesen Vorgängen der Salzbewegung im Untergrund seine Heraushebung in der jüngeren geologischen Vergangenheit. „Normalerweise“ wäre der Buntsandstein hier erst in etwa 3000 m Tiefe anzutreffen.

Mit der als Felsmasse heute allein über die Wasserlinie aufragenden Platte des Mittleren Buntsandsteins wurden zugleich die darunterliegenden Schichtfolgen des Unteren und die

nach Nordosten zu überlagernden Sedimente des Oberen Buntsandsteins (Röt) sowie die darauffolgenden Ablagerungen des Muschelkalks und der Kreideschichten emporgehoben.

Die bis 60 m hohe Buntsandsteininsel erreicht mit den Hafengebäuden im Südteil annähernd 2200 m Länge und mit dem an der Nordostseite künstlich gewonnenen Unterland nahezu 800 m Breite. Ursprünglich umfaßte sie ohne künstliche Bauten nur etwa 0,3 Quadratkilometer Landoberfläche (vergl. Abb. 1).

Die heute fast vollständig künstlich durch Dammbauten befestigte Flugsandinsel der „Düne“ ist von festen Muschelkalk- und Kreidesteinen unterlagert. Sie hat eine ungefähre Länge von 900 m und ist gegen 1200 m breit. Durch die in den Rötschichten ausgespülte

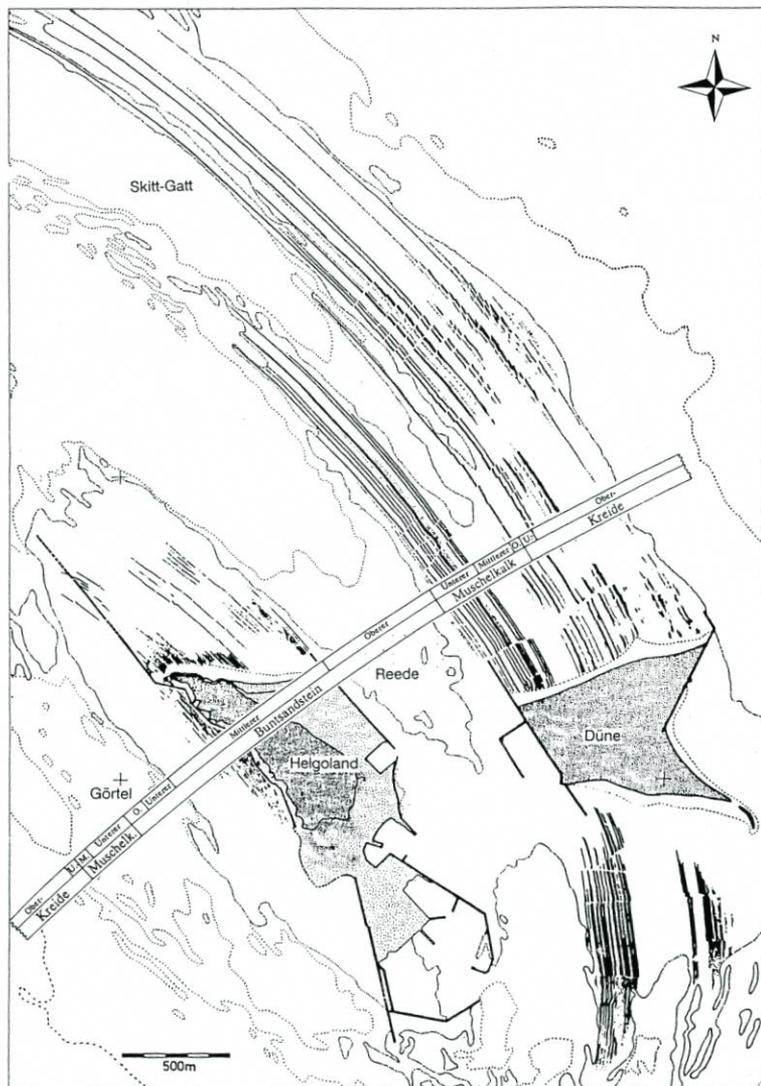


Abb. 1. Übersichtskarte des Inselraumes Helgoland mit Verbreitung der untermeerischen Gesteinsfolgen (verändert, nach einer Luftbildvorlage entwickelt von BRUUN-PETERSEN u. KRUMBEIN, 1975)

Rinne, der 800 m breiten Reede, ist sie von der südwestlich anschließenden Felseninsel getrennt.

Helgoland liegt im Bereich von 54° 11' nördlicher Breite und 7° 53' östlicher Länge von Greenwich und ist damit das am weitesten vom Festland entfernte deutsche Inselgebiet (ca. 45 km bis zur Halbinsel Eiderstedt in Schleswig-Holstein und etwa 50 km bis zur Küste Ostfrieslands).

2. Geowissenschaftliche Erforschungsgeschichte

Nach zahlreichen Darstellungen Helgolands auf Seekarten und in teilweise phantastischen Berichten vom 16. bis in das 18. Jahrhundert traten mit der Entwicklung der geologischen Wissenschaften in Europa besonders in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts „geognostische“ Beschreibungen der Insel in den Vordergrund. Mit dem Verschwinden der bis etwa 1715 noch über die Wasserlinie aufragenden hellen Felsmasse der „Witten Klippe“ im Nordwesten der heutigen Düne war zugleich der Abbau von deren Gipsen und Kalkgesteinen des Mittleren Muschelkalks erloschen. Jedoch erregten auch danach immer wieder die auf dem Dünenstrand angespülten Gesteinsbrocken des Muschelkalks und der Kreideschichten mit ihren Mineralien- und Fossileinschlüssen das Interesse der Inselbesucher und der gelehrten naturwissenschaftlichen Fachwelt der damaligen Zeit.

Vor allem aus den zumeist tonig-mergelig ausgebildeten Ablagerungen der älteren Kreidezeit („Neokom-Tone“) wurden seit jeher, wie heute noch, goldglänzende Pyritkonkretionen („Mummegold“) oder ebenfalls in diesem Material erhaltene Fossilien zahlreicher vorzeitlicher Organismengruppe besonders in den winterlichen Sturmperioden auf den Strand verfrachtet.

Bereits 1841 beschrieb F. A. ROEMER erstmals mehrere Arten von Unterkreide-Fossilien Helgolands wissenschaftlich. Durch die noch immer gültigen Artbeschreibungen wurde Helgoland bereits vor gut 150 Jahren zur Typlokalität einer Reihe von biostratigraphisch wichtigen Leitformen der westeuropäischen Unterkreide.

VOLGER (1846) veröffentlichte eine Vergleichsstudie der geognostischen Verhältnisse von Helgoland, Lüneburg, Segeberg, Lägerdorf, Elmshorn und Schwarzenbek. Ohne genauere Kriterien zu kennen, verglich der Autor Helgoland erstmals mit den genannten Lokalitäten, die mehr oder weniger eindeutig als unterirdische Salzvorkommen bekannt waren.

WIEBEL (1848) nahm 1844/45 eine Karte des Helgoländer Gebietes auf, führte genauere Vermessungen durch und stellte grundlegende Überlegungen zum geologischen Aufbau der Insel und ihrer durch Erosion ständig abnehmenden Größe in Vorzeit und Gegenwart an. Aus den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts liegen eine Reihe von Publikationen zur Paläontologie und Geologie Helgolands vor.

Nachdem die Insel 1890 im Austausch gegen Abtretung kolonialer Vorrechte im ostafrikanischen Wituland und im Sultanat Sansibar („Sansibar-Vertrag“) an die britische Krone zu Deutschland gekommen war, arbeiteten zunächst die Geologen der ehemaligen Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und der Humboldt-Universität von Berlin aus auf Helgoland.

In der Veröffentlichung von DAMES (1893) über die Gliederung der „Flötzformationen Helgolands“ wurden die unteren sichtbaren Schichten des Buntsandstein-Felsens als „Zechsteinletten“ noch dem Perm zugeordnet, da bis dahin keine Funde von Trias-Fossilien bekannt geworden waren.

A. VON KOENEN (1904) vergleicht in einer grundlegenden Untersuchung die Helgoländer Unterkreide-Ammoniten mit gleichalten Fossilfaunen des norddeutschen Festlands.

Von 1903 bis 1913 publiziert W. WOLFF von Berlin aus über verschiedene Aspekte der Geologie Helgolands und gibt dabei eine geologische Kartenaufnahme des Inselraumes wieder.

Noch vor dem Ersten Weltkrieg, aber bereits während des intensiven Ausbaus der Insel zur Seefestung, beschreibt SCHRÖDER (1914) das bekannte, 51 cm lange Schädelfragment des großen fossilen Amphibs *Parotosaurus helgolandiae* aus dem roten Felsgestein. Dieses eindrucksvolle Dokument, das heute wohlbehalten im Naturkunde-Museum der Humboldt-Universität in Berlin aufbewahrt wird, hatte bedeutenden Anteil an der geologischen Einstufung der tieferen roten Schichtfolge Helgolands in den Buntsandstein der Unter-Trias. Deren oberer Abschnitt konnte erst von NAUMANN (1924) durch eigene Fossilfunde der Muschel *Nayadites* („*Gervilleia*“) *murchisoni* (GEINITZ) ebenfalls dem (Mittleren) Buntsandstein zugeordnet werden.

Prof. W. ERNST kommt das Verdienst zu, von Hamburg aus als erster Geowissenschaftler bei extremem Niedrigwasser im Jahre 1926 die gesamte, sonst nicht freifallende Schichtenfolge der hohen Unterkreide (Apt- und Albstufe, „Gault“) systematisch aufgenommen und beprobt zu haben. Die Ansprache der Gesteine und die Bestimmung der von ihm erstmals horizontweise aus ihrer Abfolge geborgenen Leitfossilien veröffentlichte ERNST (1927) in einer noch heute anwendbaren und gütigen Gliederung.

Zu der als Schutzmaßnahme gegen den Brandungsangriff geplanten Errichtung eines Deckwerkes im Nordwesten der Düne führte GRUPE im gleichen Jahr geologische Voruntersuchungen der unterlagernden Trias- und Kreidgesteine mit Hilfe zahlreicher, bis 10 m tiefer Flachbohrungen durch. GRUPE (1929) beschrieb die Lagerungsverhältnisse von Muschelkalk- und Kreideschichten und gab seiner Veröffentlichung eine anschauliche geologische Karte bei.

Bereits bevor im Jahre 1938 die Tiefbohrung Helgoland 1 (Reichsbohrung 503) vom Oberland aus abgeteuft wurde, veröffentlichte Prof. P. SCHMIDT-THOMÉ (1937; 1938) die Ergebnisse seiner Untersuchungen über den tektonischen Bau und die morphologische Gestaltung Helgolands aufgrund des selbst von ihm aufgenommenen kleintektonischen Gefügeinventars in den Buntsandstein-Felsen. Allein daraus konnte er Helgoland eindeutig als Salzstruktur identifizieren.

Im Zusammenhang mit der Erkundung einheimischer Kohlenwasserstoff-Lagerstätten, die vielfach an die nordwestdeutschen Salzstrukturen gebunden sind, wird dann auf der Suche nach wirtschaftlich gewinnbaren Vorräten von Erdöl und Erdgas 1938 die erste und bisher einzige Tiefbohrung Helgoland 1 von der Insel aus niedergebracht. In dieser Hinsicht blieb die Bohrung zwar ohne Erfolg, erlaubte jedoch mit einer Endteufe von 3010 m unter dem Oberland erstmalig einen Einblick in die unterlagernden Schichtfolgen und erbrachte zugleich den eindeutigen Beweis, daß das Zechsteinsalz im Untergrund die Heraushebung der Deckgebirgsschollen bewirkt hatte.

Die weitere geologische Erforschung Helgolands wurde durch den Zweiten Weltkrieg verhindert. Erst der glücklicherweise fehlgeschlagene Versuch der britischen Marine, den Buntsandstein-Felsen durch die am 18. 4. 1947 ausgelöste elektrische Fernzündung der in ihn eingelagerten Munitionsbestände von 4610 Tonnen für immer zu zerstören, konnte zugleich geophysikalisch ausgewertet werden (SCHULZE u. FÖRTSCH, 1950). Dieses Vorhaben, eines der größten künstlich ausgelösten Erdbeben, war bereits ein Jahr im voraus erdweit den seismologischen Meßstationen mitgeteilt worden. Die ungeheure Druckwelle wurde noch in 1000 km Entfernung registriert. Sehr deutlich wurde der Ausschlag auf dem Göttinger Seismometer aufgezeichnet sowie in Leipzig, Jena und Stuttgart festgestellt. Die künstlichen

Erdbebenwellen wurden an der Grenze Erdkruste/Erdmantel in 35 und mehr km Tiefe gebrochen und gaben durch die unterschiedlichen Laufzeiten in den verschiedenartigen Gesteinen erstmals auswertbare Informationen über den tiefen Untergrund des ganzen nordwestdeutschen Raumes (REICH, 1950).

Trotz der versuchten Vollsprengung der Insel blieb Helgoland erhalten; die Schichten des Buntsandsteins mit ihren eher weichen und mürben Wechselfolgen toniger und sandiger Lagen hatten die gewaltige Druckwelle der Explosion wie ein Puffer gedämpft und „verschluckt“. Die evakuierten Bewohner konnten jedoch erst ab 1952 wieder zurückkehren, da die Insel noch bis 1951 der britischen Royal Air Force als Übungsziel für Bombenabwürfe vorbehalten blieb.

Unmittelbar nach den Sprengungen war es von geowissenschaftlicher Seite fast ausschließlich O. PRATJE vom Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg aus erlaubt worden, das schwer beschädigte Helgoland zu betreten. Erste Feststellungen über die äußerlich veränderte Felsmasse wurden von ihm kurz darauf veröffentlicht (PRATJE, 1949).

Weitere Darstellungen der vor allem durch das Absprengen des Südteils des Oberlandes entstandenen großen Schäden gibt u. a. SCHMIDT-THOMÉ (1952). Die ebenfalls in diesem Jahr geflogene Luftaufnahme (HANSA-Luftbild, 1952) zeigt die von bis zu 10 Tonnen schweren Sprengbomben zersiebte, kraterbedeckte Oberfläche Helgolands und der Düne.

Mit dem Wiederaufbau Helgolands kehrten Ende der fünfziger Jahre auch die wissenschaftlichen Einrichtungen wie Vogelwarte und Biologische Anstalt auf die Insel zurück und unterstützten die wieder in Angriff genommenen geologisch-paläontologischen Forschungsarbeiten und Fachexkursionen.

SINDOWSKI (1958) und WURSTER (1960) untersuchten im Mittleren Buntsandstein Schüttingsrichtungen und Schrägschichtungsgefüge. MEMPEL (1960) beschrieb geringe Vorkommen von Uran- und Vanadium-Verbindungen, die an den auffälligen, oft kreisrunden Bleichhöfen um diese Einlagerungen herum im roten Sandstein leicht zu erkennen sind. BOIGK (1961) teilt die Ergebnisse der stratigraphischen Neuaufnahme des Mittleren Buntsandsteins mit, dessen Gliederung in Niedersachsen nun auch auf Helgoland übertragbar wurde.

HARTUNG (1965) gibt einen Überblick über den erdgeschichtlichen Werdegang Helgolands nach dem damaligen Stand der Kenntnisse über dessen tieferen Untergrund. Der erste und im Buntsandstein bisher einzige Fund eines charakteristischen Gaumenzahnes des fossilen Lungenfisches *Ceratodus* sp. wird von KRUMBEIN u. WILCZEWSKI (1973) aus dem höheren Teil der Felsklippe beschrieben.

Neben den Arbeiten im Buntsandstein Helgolands rückt mit Ende der sechziger bis in die späten achtziger Jahre vor allem die Erforschung der heute nur noch untermeerisch anstehenden Kreide des Inselkomplexes erneut in den Vordergrund des geowissenschaftlichen Interesses. Dazu wurden Arbeiten veröffentlicht u. a. von: HILTERMANN u. KEMPER (1969), BARTENSTEIN u. KAEVER (1973), KEMPER, RAWSON, SCHMID u. SPAETH (1974), SCHMID u. SPAETH, 1978; 1980; 1981; 1984), STÜHMER, SPAETH u. SCHMID (1982; 1986). Die besonders auf die bis dahin weitgehend unbekannte Oberkreide ausgerichteten Arbeiten der drei letztgenannten Autoren wurden ab 1977 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

Die bereits durch HOFFMANN (1822) und in der Folgezeit häufiger angegebenen Kupfervererzungen in den Lagen des Mittleren Buntsandsteins der Insel wurden zusammen mit neueren Tauchfunden frühgeschichtlicher Rohkupferplatten (vergl. Abb. 10) erneut untersucht und von STÜHMER, SCHULZ, WILLKOMM u. HÄNSEL (1978) sowie von SCHULZ (1981) umfassend beschrieben.

In einer Oberflächenkarten- und Profildarstellung faßte SCHMIDT-THOMÉ (1982) die bis



Abb. 2. Felsturm am Nordende der Insel, isoliert durch 1974 erfolgten Gesteinsausbruch der zwischenliegenden Schichten. Volpriehausen- und Detfurth-Folge (oben) mit hellen „Katersand“-Lagen. (Foto SPAETH)

etwa 1980 erzielten Untersuchungsergebnisse über den geologischen Aufbau Helgolands zusammen. Fünf Jahre danach erscheint der Geologische Führer Helgolands von SCHMIDT-THOMÉ (1987), der die voraufgegangene Ausgabe von PRATJE (1923) ablöst.

Inzwischen erneut durchgeführte geophysikalische Untersuchungen der Tiefenstockwerke unter dem Meeresgebiet der Deutschen Bucht ergaben auch über geologischen Bau und Entstehung Helgolands neue Erkenntnisse (BINOT, 1988). Gleichzeitig mit der erneuten

geophysikalischen Erkundung der Umgebung wurden auf dem Helgoländer Felssockel selbst in den Jahren von 1986 bis 1988 durch taucherische Unterwasserarbeiten der Geologen von der Technischen Universität München im Südwesten der Insel (Gürtel-Bereich) geologische Detailkartierungen durchgeführt (v. GRAFENSTEIN et al., im Druck).

Neuen geowissenschaftlichen Forschungsergebnissen zur Kreide Helgolands mit Beiträgen von mehr als 12 in- und ausländischen Autoren ist ein derzeit im Druck befindlicher Einzelband des Geologischen Jahrbuchs (A 120) gewidmet, mit dessen Erscheinen demnächst zu rechnen ist.

3. Die mesozoischen Sedimentgesteine des Felssockels

Die Schichtgesteinsfolgen Helgolands sind durch langfristig wirksame Akkumulationsvorgänge des Zechsteinsalzes im Untergrund gegenüber ihrer Umgebung teils weit über 1000 m aus der Tiefe emporgehoben worden. Im Inselraum tritt davon der Untere Buntsandstein als ältester Abschnitt nur untermeerisch auf, über der Wasserlinie heute ausschließlich Mittlerer Buntsandstein.

Wieder nur submarin ist der Obere Buntsandstein (Röt), der, ebenfalls unter ständiger Wasserbedeckung, konkordant von Unterem Muschelkalk überlagert wird. Mittlerer und möglicherweise Oberer Muschelkalk folgen in teils reduzierter Mächtigkeit. Unter Ausfall der obersten Partien sowie des ganzen Keupers und der gesamten Juraschichten greifen die Ablagerungen der tiefen Unterkreide diskordant auf die Schichten des höheren Muschelkalks über. Tonige und mergelig-kalkige Unterkreidesedimente gehen nach oben in die hellen, kalkigen Gesteinsfolgen der Oberkreide über. Ablagerungen des Tertiärs fehlen im Inselraum völlig, treten jedoch in mehreren Kilometern Entfernung untermeerisch auf (Vergleiche zum Folgenden Tabelle 1, S. 22/23).

3.1 Die Gesteinsfolge der Trias

Altmesozoische Schichten der Trias treten im Inselgebiet Helgolands als besonders mächtige, meist rote Buntsandstein-Folgen auf. Sie werden von den marinen Muschelkalk-Ablagerungen der Mitteltrias überlagert. Die jüngste Folge der Abteilung Oberer Muschelkalk dürfte durch die Transgressionsvorgänge im Jungmesozoikum (Kreidezeit) abgetragen worden sein oder war möglicherweise nicht vollständig entwickelt. Obertrias der germanischen Fazies des Keupers ist im engeren Inselraum nicht anzutreffen (Vergl. hierzu und zum Nachfolgenden Tabelle 1).

3.1.1 Buntsandstein

Die bisher auf die Ergebnisse der Tiefbohrung Helgoland 1 von 1938 beschränkte Kenntnis des Unteren Buntsandsteins (su) von Helgoland konnte in allerjüngster Zeit durch Unterwasseraufnahmen im Südwesten der Insel erheblich erweitert werden (BÖHMER, 1988). Dabei ergaben sich für den unteren Abschnitt dunkelbraune tonige Silt- und Feinsandsteine. Darüber wurden im höheren Bereich helle braunrote Tonsteine mit grün-grauen Entfärbungsflecken beobachtet. In dieser insgesamt rund 200 m mächtigen Folge ließen sich bis zu 30 % Karbonatgehalt feststellen. Die im Bohrprotokoll von 1938 genannten oolithischen Horizonte (Rogenstein) waren taucherisch jedoch nicht zu erkennen.



Abb. 3. Nordspitze Helgolands mit „Langer Anna“ und 1974 entstandenem kleinerem Felsturm. Rechts Vogelfelsen ohne Schutzmauer. Dunklere Serie des mittleren Buntsandsteins: Volpriehausen-Folge, darüber Detfurth-Folge. In beiden Serien ist die Schichtung durch helle „Katersand“-Lagen betont. (Foto SPAETH)

Die eindrucksvoll über den Meeresspiegel aufragende rote Schichtfolge des Mittleren Buntsandsteins (sm) von Helgoland ist bereits von BOIGK (1960) erstmalig detailliert untersucht und mit den von ihm aufgestellten Ablagerungs-Großzyklen des Solling- und Leineberglandes verglichen worden. Dementsprechend treten an der Nordwestspitze der Insel als tiefstes Schichtglied des sm die dunkleren, rotbraunen Ton- bis Feinsandsteine der oberen „Volpriehausen-Folge“ hervor, die fast ganz den Einzelfelsen der „Langen Anna“, das Wahrzeichen Helgolands, aufbauen. Zusammen mit den rund 150 m unter Wasser ausstreichenden tieferen Lagen dürfte die gesamte Volpriehausen-Folge auf Helgoland etwa 185 bis 200 m Schichtmächtigkeit umfassen (BOIGK, 1961; BÖHMER, 1989).

In diesen Lagen zeigen die Schichtoberseiten häufig polygonale „Netzleisten“ im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, die sich im seitlichen Anschnitt als die etwas gröberkörnigen Ausfüllungen ehemaliger Trockenrisse erkennen lassen. Diese nach unten spitz zulaufenden Ausfüllungen sind in den meisten Schichten durch die spätere Setzung des tonreichen, ehemals aufgerissenen Sediments mehr oder weniger stark seitlich verbogen (vergl. Abb. 4).

Sie dokumentieren ein häufiges Trockenliegen des Ablagerungsraumes, da sie sich unter Wasser nicht bilden können. Demgegenüber sprechen die sehr zahlreich ausgebildeten, oft nur cm-starken Lagen mit Rippelschichtung für eine zeitweise Wasserbedeckung. Sowohl die im Querschnitt asymmetrischen Strömungsrippeln mit flacherem Luvhang als auch die symmetrisch gebauten Oszillationsrippeln geben im anstehenden Gestein deutliche Hinweise auf wechselnde Fließ- und Windrichtungen im Sedimentationsgebiet (vergl. Abb. 5).

Die wenigen Fossilienfunde im Buntsandstein der Insel beschränken sich auf Steinkerne der wasserlebenden krebsverwandten Gliederfüßler wie „Estherien“ (*Isaura* sp.) und nicht

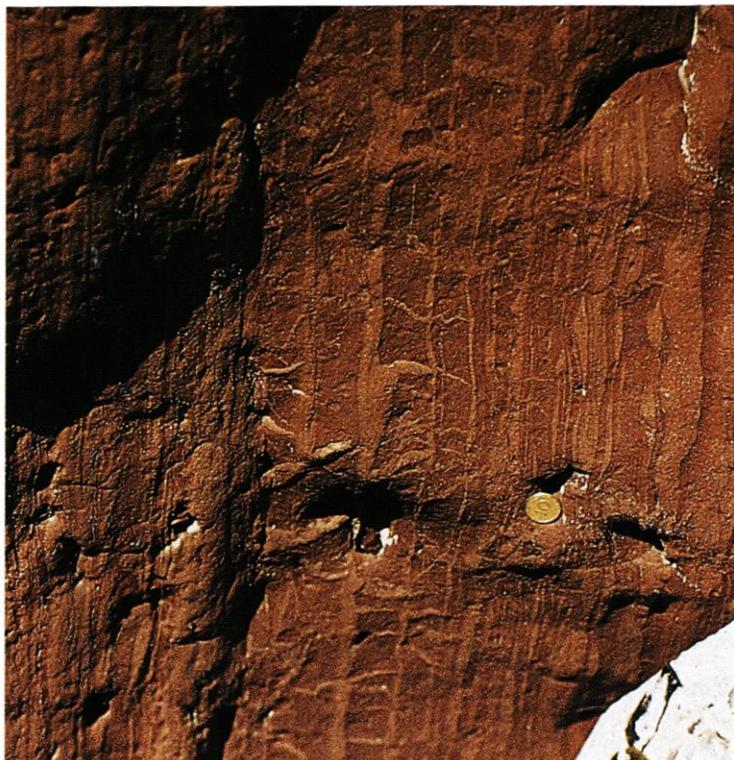


Abb. 4. Lagen gefüllter und durch Setzung verbogener Trockenrisse im mittleren Buntsandstein. Felsbasis der „Langen Anna“. (Foto SPAETH)

bestimmbare Ostrakoden („Muschelkrebse“) sowie der seltenen Muschlexemplare von *Nayadites* („*Gervilleia*“) *murchisoni* (GEINITZ) die auch oft noch als „*Avicula*“ bezeichnet werden und Brack- bis Salzwasser bewohnt haben dürften. Da diese Muschelgattung erst von der Trias an existiert, trugen die ersten Funde auf Helgoland mit dazu bei, auch diesen unteren Abschnitt des roten Felsens dem Buntsandstein zuzuordnen.

Für zeitweise Übersalzung und Eindunstung der flachen Wasserbedeckung sprechen Pseudomorphosen nach Steinsalz- und Gipskristallen (feines Sediment füllte die durch Auflösung dieser Kristalle entstehenden Hohlräume auf und prägte so die einstigen Umrisse im Gestein ab), (vergl. Abb. 9).

Aus den höchsten Lagen der Volpriehausen-Folge stammt der bekanntgewordene, gut 50 cm lange Schädeloberteil des urtümlichen großen Amphibs *Parotosaurus helgolandiae* (SCHRÖDER, 1914), eines „Stegocephalen“.

Einem gegenüber den tonreichen roten Silt- und Feinsandsteinlagen der sm-Folge andersartigen Sedimentationsablauf verdanken die lokal so bezeichneten auffälligen hellen „Katersande“ ihre Entstehung. Diese charakteristischen bis mehrere Dezimeter Dicke erreichenden Einlagerungen in die roten Serien verdeutlichen weithin das Einfallen der Schichten und auch Verwerfungen in den Felswänden. Die nähere Betrachtung dieser Fein- bis Mittelsandlagen läßt häufig ein ausgeprägtes Schrägschichtungsgefüge erkennen. Offensichtlich wurden die Katersande aus stärker strömendem Wasser und in viel kürzeren Zeiträumen abgesetzt als die unter- und überlagernden tonreichen, meist roten Schichten. Von einigen Autoren sind die allgemein wenig verfestigten Katersande allerdings auch als fossile Dünenbil-



Abb. 5. Herabgestürzter Buntsandstein-Block mit fossilen Rippelmarken (Strömungsrippeln) auf einer Schichtfläche. Nordspitze Helgolands (Länge des sichtbaren Maßstabs: 70 cm). (Foto SPAETH)

dung angesehen worden, obwohl die weitaus meisten Kennzeichen gegen diese Auffassung sprechen. Zwei dieser zusammen mehr als drei Meter Mächtigkeit erreichenden Katersandlagen bilden die Unterbank der überlagernden „Detfurth-Folge“, die mit hellrot- bis violettrosafarbenen Tonsteinlagen und Sandsteinbänken die obere Partie der Klippen aus Mittlerem Buntsandstein aufbaut. Auch die Oberbank in der Detfurth-Folge ist weitgehend als mächtige Katersandlage entwickelt. In einem losen Gesteinsstück aus diesem Profilabschnitt wurde der linke obere Gaumenzahn des hoch spezialisierten fossilen Lungenfisches *Ceratodus* sp. gefunden und damit erstmalig für den Buntsandstein nachgewiesen (KRUMBEIN u. WILCZEWSKI, 1973).

Außer den hellen Katersanden finden sich vor allem im höheren Teil der Detfurth-Folge scharf abgegrenzte, hell-grünlich-graue Lagen, die durch Ausbleichung der roten Silt- und Tonsteine entstanden sind. Hier spielen die unterschiedlichen Gehalte an rotfärbenden Eisenoxidhydraten und deren Löslichkeit eine Rolle.

Die beiden höheren Einheiten des sm, die „Hardeggen-“ und darüber die „Solling-Folge“ lassen sich an der Nordost-Steilkante der Felseninsel, in der Umgebung des Sportplatzes identifizieren. Beide Einheiten enthalten ebenfalls helle Sandsteineinlagerungen, z. B. den Basissandstein der Hardeggen-Folge, über der die abschließende Solling-Folge einsetzt. Nach neuen Untersuchungsergebnissen (BINOT u. RÖHLING, 1988) kann für den Mittleren Buntsandstein im Inselbereich Helgolands eine Mächtigkeit von etwas über 400 m als zutreffend angesehen werden.

Besonders im nördlichen Klippenbereich sowie im vorgelagerten Felswatt (vergl. Abb. 6) finden sich der Schichtung folgende, oft auch wolkig verteilte Imprägnationen einer Kupfervererzung im ringsum ausgebleichten Buntsandstein. Auch Überzüge sowie Kleinkristalle von Sekundärmineralien des Kupfers wie Azurit (tiefblau) und Malachit (grün) treten häufiger in



Abb. 6. Ausschnitt des nördlichen Helgoländer Felswatts auf der Brandungsplattform (Abrasionsterrasse) im Buntsandstein östlich des Nord-Schutzdammes bei Niedrigwasser. Die Schichtköpfe sind weitgehend von großen Algen (Seetang) bewachsen. (Foto K. JANKE)

drusenartigen kleineren Hohlräumen u. a. neben blaugrünem Chrysokoll (Kieselkupfer) auf. In der Form dichter dunkler Adern oder Lagen handelt es sich um Anreicherungen von Rotkupfer-Erz oder Cuprit (vergl. Abb. 7). Dieses dunkle Erz findet sich auch als merklich schwere kleinere Brandungsgerölle in Spalten und Vertiefungen des Felswatts zusammenge-spült.

Sehr selten sind wenige mm große Stückchen von gediegenem Kupfer im Gestein, das beim Aufschlagen von Geröllen an seinem metallischen Glanz erkennbar ist.

Die nach 1951 bei Räumarbeiten auf dem südlichen Helgoländer Felssockel gefundenen runden bis ovalen Rohkupferplatten von 2–4 cm Dicke und bis zu 50 cm Durchmesser stellen nach Untersuchungen von H. D. SCHULZ (1978) Gußkuchen dar, die auf der Insel erschmolzen wurden. Dieses Rohkupfer enthält neben eingeschlossenen Buntsandstein-Stückchen auch Reste von Holzkohle, die eine Radiocarbon-Datierung ermöglichten. Danach wurden die Gußkuchen vor 710 ± 100 Jahren, also im 11. bis 12. Jahrhundert, wahrscheinlich als Zwischenprodukte zur Weiterverarbeitung und Legierung mit anderen Metallen (? zur Bronzeherstellung) gefertigt und sind vermutlich in einer Sturmflut versunken (vergl. Abb. 10).

Durch Vergleiche des charakteristischen Begleitelement-Spektrums mit zahlreichen europäischen und überseeischen Kupfererzen konnte SCHULZ (1979) eindeutig Helgoländer Erz als Ausgangsmaterial identifizieren. Das hier angewendete, auch schon im Mittelalter übliche hüttenmännische Verfahren, von der durch Wassergüsse abgeschreckten Oberfläche der Metallschmelze herunter „das Kupfer zu Scheiben zu reißen“, wird eindrucksvoll durch die aneinandergelegten, unterschiedlich großen Rohkupferplatten dokumentiert (SCHULZ, 1978). Die kesselartige Vertiefung im Gestein, die die Schmelze enthielt, ist durch die Aufeinander-



Abb. 7. In Schichtlage verbreitetes Rotkupfererz (Cuprit) im Basisbereich der Detfurth-Folge mit Ausbleichung des Buntsandsteins um Sekundärmineral-Niederschläge (Malachit). Nordküste. (Hammerlänge: 50 cm). (Foto SPAETH)

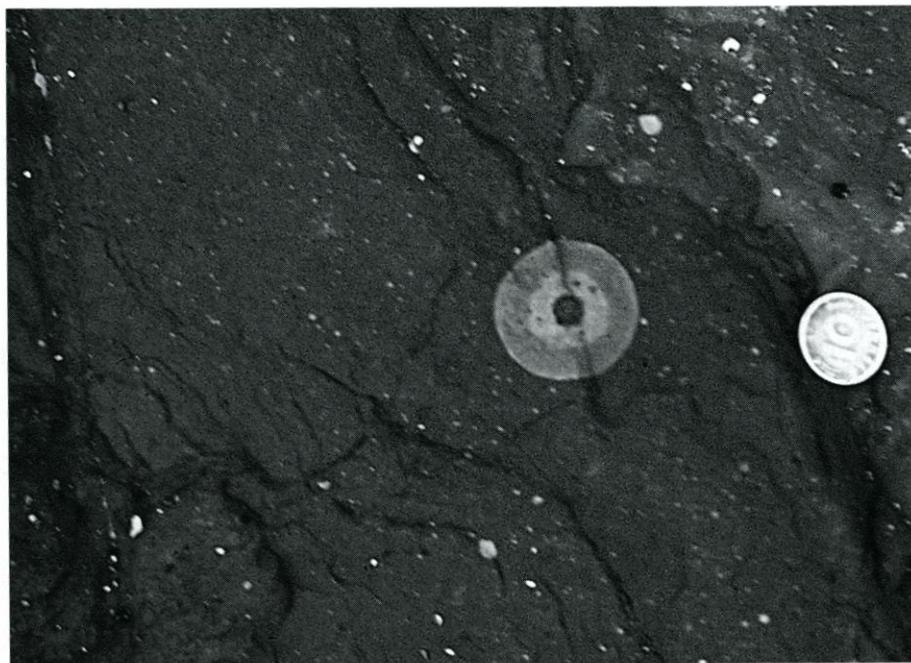


Abb. 8. Zonarer Bleichhof um kleine Einlagerung von Schwermetallerz im Buntsandstein. Lose Gesteinsplatte im nördlichen Klippenbereich. (Als Maßstab: 10-Pf-Münze.) (Foto SPAETH)

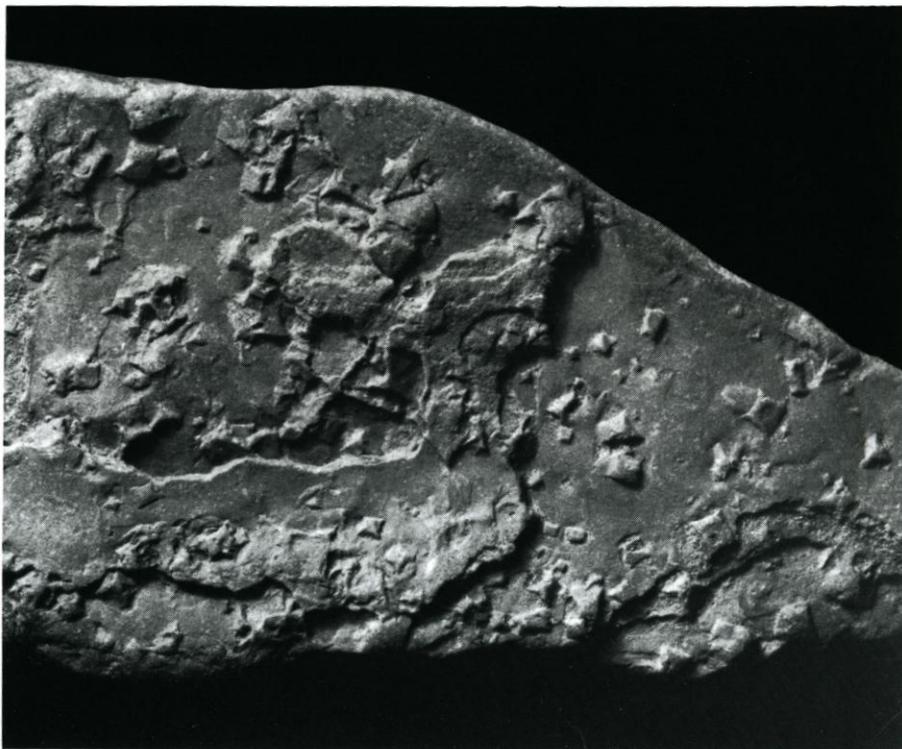


Abb. 9. Abprägung aufgelöster kleinerer Steinsalz-Kristalle (Steinsalz-Pseudomorphosen) im Buntsandstein als Anzeichen für Austrocknung einer salzhaltigen Wasserbedeckung. Lose unter den Südwestklippen gefundenes Gesteinsplättchen (Maßstab: 1 cm). (Foto LIERL)

folge der zum Boden hin kontinuierlich abnehmenden Plattendurchmesser bis zum Endstück, dem „König“, rekonstruierbar. Auch die zugehörige Verhüttungsschlacke konnte bei späteren Nachforschungen geborgen werden.

Der Obere Buntsandstein oder Röt (so) taucht nicht über dem Wasserspiegel auf und läßt sich auch bei taucherischen Arbeiten nur schwierig ansprechen. Die allgemein weichen, tonigen Schichten wurden in der als „Reede“ bezeichneten, rund 800 m breiten Rinne zwischen Felseninsel und Düne seit deren Trennung 1720/21 von der Nordsee ausgeräumt und sind heute weitgehend von einer Gerölldecke verhüllt. Gelegentlich werden untermeerisch jedoch eingelagerte Gipse als größere Flächen freigespült.

Zu den typischen Rötgips-Vorkommen, die u. a. bei Bauarbeiten an der Nordostmole nachgewiesen wurden, kommen an Evaporitgesteinen in der weiteren Umgebung der Insel außerdem Steinsalzlager bis 90 m Mächtigkeit hinzu, die sich sowohl nach Bohrergebnissen als durch seismische Befunde rund 20 km südlich Helgolands feststellen ließen.

Entsprechend seiner Lagerung und der Ausstrichsbreite unter der Reede kann eine ursprüngliche Gesamtmächtigkeit von etwa 200 m für den Oberen Buntsandstein Helgolands angenommen werden.

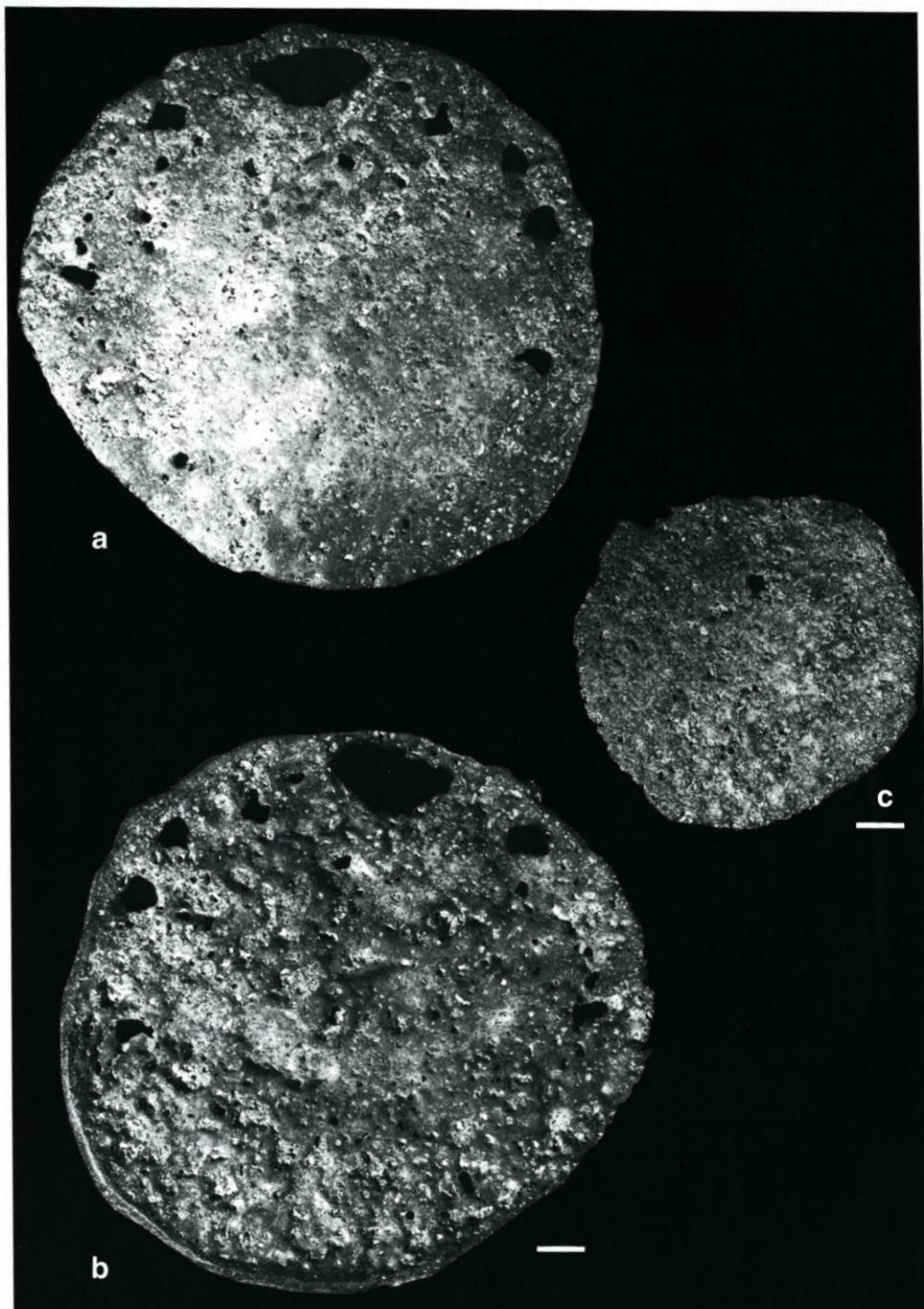


Abb. 10. Plattenförmige Gußkuchen aus Rohkupfer, das bis in das 12. Jahrhundert aus Helgoländer Kupfererz auf der Insel erschmolzen wurde. Tauchfunde südöstlich Helgoland: a) randlich blasig durchbrochene Platte, Oberseite; b) Unterseite derselben Platte; c) kleinere Rohkupferplatte, Oberseite (Maßstablänge: 4 cm). (Foto LIERL)

3.1.2 Muschelkalk

Wie auf dem Festland bildet auch der Muschelkalk von Helgoland einen morphologischen Anstieg über den weicheren Schichten des Röt. Im gesamten Inselraum heute nur untermeerisch anzutreffen, ragte noch bis 1720 deutlich Muschelkalk über die Wasserlinie auf. Nordwestlich der Düne wird mehrfach seit dem späten Mittelalter bis zu seiner endgültigen Zerstörung das „Wittkliff“ oder die „Witte Klippe“ beschrieben, die aus Gipsen und hellen Mergeln des Mittleren Muschelkalks sowie möglicherweise überlagernden Folgen bestanden hat.

Die festen Lagen von grüngrauen Kalken und kalkigen Mergeln mit einzelnen, wenige cm starken Schillkalk-Bänken bauen insgesamt die um 80 m mächtige Folge des Unteren Muschelkalks (mu) auf. Sein untermeerischer Ausstrich bildet im südwestlichen Randbereich der Düne den ersten Klippenbogen, der den Inselkern mit langer, im Luftbild gut erkennbarer Fortsetzung nach Nordwesten umgibt.

Nach taucherischen Profilaufnahmen von TSE (1983) sind in die mergeligen Kalke mehrfach rötliche, plastische Mergeltone eingeschaltet, die vereinzelt Gipslagen enthalten. Diese gegenüber den typischen Wellenkalken und plattigen Kalklagen der Festlandsvorkommen deutlich unterschiedliche Ausbildung des mu dürfte auf den hier vermutlich randnahen Ablagerungsraum im Muschelkalkmeer zurückzuführen sein. Rund 700 km westlich sind z. B. in England keine marinen Muschelkalksedimente mehr abgelagert worden.

Die auch als Strandgerölle verbreiteten härteren Fossilbänken zeigen häufig Schalenpflaster auf den Schichtflächen („Lumachellen“) und sind oft von Brachiopoden („Terebrateln“, wie meistens *Coenothyris vulgaris*), Gastropoden („Meeresschnecken“, u. a. *Loxonema* sp., *Omphaloptycha* sp.) und Muschelresten verschiedener Arten (besonders der Gattung *Myophoria*) erfüllt. Im Vergleich mit dem mu des norddeutschen Festlandes finden sich auf Helgoland erheblich mehr Knochenreste und Zähne fossiler Meeresreptilien wie Rippen- und Wirbelteile von *Nothosaurus* sp., *Cymatosaurus* sp. sowie Knochen und Pflasterzähne von *Placodus* sp. in den festen plattigen Geröllen.

Der Mittlere Muschelkalk (mm) entstammt allgemein wieder einem salinaren Ablagerungsmilieu. Auf Helgoland erreichte der mm nach jüngsten Aufnahmen von Unterwasserprofilen annähernd 70 m Schichtmächtigkeit (DAUT, 1988; LIPP, 1990).

Die Gesteinsfolge setzt sich im wesentlichen aus dünnplattigen Wechsellagen von dolomitischen Mergeln, Dolomiten und Gipsen zusammen, zu denen im oberen Abschnitt dünne, dunkle Tonlagen hinzutreten. Die ursprünglich in der Schichtfolge mit enthaltenen Steinsalzablagerungen sind unter dem Meeresboden tiefgründig ausgelaugt, wurden jedoch in der weiteren Umgebung von Helgoland in Tiefbohrungen mit durchschnittlich 10 m Mächtigkeit angetroffen (BINOT et al., 1986).

Die mächtigeren Gipslagen, die einst die „Witte Klippe“ aufbauten, sind heute bei Tauchgängen nur gelegentlich als fest anstehende, glatte Gesteinsflächen zu erkennen, da sie meist von den ständig umgelagerten Sand- und Geröllmassen verhüllt werden. Grau-weiße, feinkörnige Gipsbrocken mit anhaftenden Dolomitmergelresten finden sich bisweilen zwischen den Geröllen auf dem Nordstrand der Düne. Seltener sind Stücke mit grobspätigen Gipskristallen unter den Strandgeröllen.

Die jüngsten Neuuntersuchungen des Helgoländer Muschelkalks durch DAUT (1988) und LIPP (1990) haben im submarinen Ausstrich bisher keine deutliche Abgrenzung von Mittlerem zu Oberem Muschelkalk (mo) im Schichtprofil ergeben. Die obersten 10 m der Gesteinsfolge lassen sich keineswegs mit den entsprechenden Profilabschnitten des südöstlich anschließenden Festlandes vergleichen. Zwar sind die höchsten 4 m der bei Helgoland feststellbaren

Lagen des Muschelkalks fester und bilden eine deutlich verfolgbare untermeerische Schichtrippe, lassen sich jedoch nach ihrer teilweise dolomitischen Gesteinsausbildung in keiner Weise in das vom Festland bekannte lithologische Gliederungsschema des mo (Trochitenkalk – Ceratitenschichten) einpassen. Der von PHILIPPI (1901) beschriebene Fund eines Ceratiten (Leit-Ammonoideen des mo) ist nach Verlust des einzigen Originalstückes vor vielen Jahren bisher nicht nachvollziehbar gewesen.

Die durch DAUT (1988) im Gürtel-Bereich südwestlich Helgolands untersuchten Lagen ergaben eine Restmächtigkeit des Mittleren Muschelkalks von nur 20 bis 30 m und ein völliges Fehlen der härteren dolomitischen Partien im obersten Abschnitt des Profils nordwestlich der Düne (LIPP, 1990). Damit bleibt eine stratigraphische Abgrenzbarkeit des Oberen Muschelkalks vom mo weiterhin zweifelhaft. Bisher ist auch nicht gesichert, welcher Anteil der ursprünglich abgelagerten höchsten Muschelkalkfolge einer möglichen Abtragung anheimfiel, bevor oder während die Transgression der Unterkreide einsetzte.

Auf der als fester feinkörniger Dolomit (-Arenit) entwickelten graugrünen obersten Muschelkalklage ist nordwestlich der Düne der submarine Ausstrich der Transgressionsfläche nach LIPP (1990) meistens gut verfolgbar. Auch von kreidezeitlichen Meeresorganismen oft beidseitig angebohrte plattige Gerölle aus dieser Muschelkalkbank charakterisieren die Transgressionslage, über der unter Ausfall von Keuper (Obertrias) und völligem Fehlen jurazeitlicher Sedimente die dunklen, weichen Tone der Unterkreide diskordant auflagen.

3.2 Die Gesteinsfolge der Kreide

Mit einer rund 75 Millionen Jahre umfassenden Schichtlücke überlagert die Kreidefolge den höheren Muschelkalk im Inselraum Helgolands. Aufschlüsse oberhalb der Wasserlinie existieren nicht, doch treten nordwestlich der Düne bei Niedrigwasser eine harte Bank der Unterkreide-Schichten sowie ein Teil der festen, hellen Kalkfolge der Oberkreide als äußere Klippenzüge hervor. Südwestlich der Buntsandstein-Insel läßt eine bedeutende Verwerfung im Gürtel-Bereich Unter- und Oberkreide an Unteren Buntsandstein angrenzen.

Die insgesamt rund 300 m mächtige Kreidefolge ist lückenhaft entwickelt, allerdings konnten – mit Ausnahme ihrer tiefsten und höchsten Abschnitte – inzwischen sämtliche Stufen nachgewiesen werden (SPAETH u. SCHMID, 1984).

Neuere Untersuchungsprogramme in der submarinen Kreide Helgolands wurden in den vergangenen Jahren besonders auch auf die bisher wenig bekannte Oberkreide-Schichtfolge der Insel ausgerichtet. Außer durch untermeerische Profilbeprobung konnten biostratigraphische Zonennachweise auch anhand der reichhaltigen Strandgeröllsammlungen Helgoländer Kreidefossilien und -gesteine geführt werden (STÜHMER, SCHMID u. SPAETH, 1986).

3.2.1 Unterkreide

Stellenweise setzen auf der angebohrten, unterlagernden Muschelkalkbank die dunklen, fetten „Neokom“-Tone der tieferen Unterkreide (kru) erst über einem basalen, kalkig gebundenen Feinkonglomerat mit Brauneisengeröllen ein. Durch v. GRAFENSTEIN et al. (im Druck) wurde diese Lage im Kreidegebiet südwestlich Helgolands als wenige Zentimeter bis Dezimeter starker Horizont anstehend nachgewiesen. Das geologische Höchstalter dieses Transgressionshorizontes konnte von PROHASKA (1988) mit Hilfe von Mikrofossilien mit

großer Wahrscheinlichkeit als Ober-Valangin-Stufe und damit als tiefste marine Unterkreide Norddeutschlands festgelegt werden.

Das Feinkonglomerat geht im Südwesten Helgolands nach oben zu in bis zu 5 m erreichenden, stark sandigen Mergel über, der neben Quarzkörnern auch Brauneisen-Ooide und -Gerölle führt. Die darauf folgenden grauen, tonigen Schichten konnten bereits von BARTENSTEIN u. KAEVER (1973) aufgrund der reichlich enthaltenen Mikrofossilien-Leitformen sicher der hohen Hauterive-Stufe zugeordnet werden. Diese dunklen, teilweise mergeligen Tone gehen nach oben zu in die blättrig geschichteten Lagen („Blättertone“) des höheren Unter-Barrême über. Auch der tiefere Abschnitt der mittleren Barrême-Stufe ist nach (Makro-)Leitfossilien wie Ammoniten- und Belemnitenarten sowie nach Mikrofaunen belegt.

Die tonigen Folgen der Hauterive- und Barrême-Stufe erreichen zusammen um 40 m Mächtigkeit. Sie enthalten die von Helgoland bekannten reichen Fossilfaunen, die besonders in den winterlichen Sturmperioden ausgewaschen und vor allem auch auf den Nordstrand der Düne transportiert werden können.

Einige typische Fossilformen aus diesen Schichten sind die verschiedenen Zonen-Leitarten von Ammoniten der Gattungen *Platylenticeras*, *Endemoceras*, *Sibirskites* im Hauterive und der Familie der Crioceratiten im Barrême. Die im allgemeinen kleinen bis mittelgroßen Ammoniten liegen in der Form der Steinkernerhaltung vor (Sediment-Ausfüllung der ursprünglich hohlen Gehäusekammern und späterer Auflösung der Kalkschalen). Riesenformen von Ammoniten der Sibirskiten-Gruppe mit Gehäusedurchmesser von über 90 cm fanden sich in großen flachen Kalkkonkretionen, die den Hauterive-Tonen vereinzelt eingelagert sind.

Die häufigsten Materialien der Fossiliensteinkerne sind Pyrit (Schwefelkies) und Phosphorit (Calciumphosphat). Der Pyrit enthält hier fast immer größere Anteile der Markasit-Modifikation, deren wasseranziehende Eigenschaft in den Sammlungen Helgoländer Unterkreidefossilien zum mehr oder weniger raschen Zerfall der Stücke unter Bildung schwefliger Säure führen. Dagegen sind die häufig schwarz glänzenden Phosphoritfossilien sehr stabil, wie z. B. die Steinkerne der Muschel *Thracia phillipsii* ROEMER oder der weithin bekannten „Helgoländer Katzenpfoten“ (isolierte Ausfüllungen einzelner Hohlkammern von Ammonitengehäusen).

Die festen Calcit-Rostren der Belemniten („Donnerkeile“) treten mit zahlreichen Leitformen stellenweise geradezu massenhaft ausgespült und umgelagert auf. Viele weitere Fossilformen aus den Unterkreideschichten Helgolands wurden bei STÜHMER et al. (1982) auf Fototafeln dokumentiert.

Nach einer weiteren Schichtlücke im unteren Bereich der Apt-Stufe folgt über den „Neokom“-Tonen die bis zu einem Meter Stärke erreichende feste Bank des Fischschiefers. Dieses bitumenhaltige, feingeschichtete Sedimentgestein entstammt einem sauerstoffarmen (anoxischen) Ablagerungsmilieu. Im nassen Zustand zeigt es eine schwarz-graue, nach Trocknung hellgraue Farbtonung und ist auf Helgoland mit der regionalen Dialektbezeichnung „Töck“ belegt. Die oft großen plattigen Strandgerölle lassen sich gut nach der Schichtung aufspalten und zeigen neben meist flachgepreßten Ammonitengehäusen in Pyriterhaltung nicht selten Reste einer charakteristischen Fischfauna (TAVERNE, 1981).

Über dem Töck folgen nordwestlich der Düne 2 m gelber (unterer) und roter (oberer) Kalkmergel, die bereits von W. ERNST (1927) nach dem zahlreichen enthaltenen und daher namengebenden Belemniten *Neobibolites ewaldi* (v. STROMB) als „Ewaldi-Kreide“ von Helgoland beschrieben wurden. Über diesen, auch durch Mikrofossilien gut in das Apt einstuftbaren Lagen folgt nach einer weiteren Schichtlücke die ebenfalls von ERNST (1927) so benannte „Graue Minimuskreide“ in transgressiver Überlagerung. Die hierin sehr häufigen kleinen

Individuen des namengebenden Leit-Belemniten *Neohibolites minimus* (MILLER) weist die maximal 1,30 m mächtige harte Kalkbank zusammen mit Funden leitender Ammoniten als der Alb-Stufe – und damit der höchsten Unterkreide – zugehörig aus. Wegen ihrer besonderen Festigkeit und Härte bildet die Graue Minimus-Kreide einen markant hervortretenden, weit nach Nordwesten verfolgbar Klippenzug.

Die wegen mehrerer Schichtlücken und Kondensationshorizonte im Vergleich zum Festland geringmächtige Unterkreide erreicht nur bis 45 m und ist im Südwesten Helgolands noch stärker reduziert.

3.2.2 Oberkreide

Bei Helgoland liegen die Schichten der Oberkreide (kro) fast durchweg in heller Kreidekalk-Ausbildung vor, überwiegend als typische Schreibkreide mit Lagen von Feuerstein-Konkretionen. Im unteren Abschnitt sind teils rötlich gefärbte Bruchschillkalke („Bioskalkarenite“) sowie einzelne dünne schwärzlich-graue und feingeschichtete Lagen von Sapropliten („Faulschlamm-Gesteine“) eingeschaltet. Die sonst allgemein schlecht erkennbare und bereits von vornherein nur schwach überlieferte Schichtung der Kreidekalken läßt nach der Ausstrichbreite unter Berücksichtigung ihres Einfallens auf eine Gesamtmächtigkeit von etwa 260 m schließen.

Obwohl auch die Oberkreide Helgolands durch verstärkte Heraushebung des Sedimentationsraumes während der Ablagerungszeit in einigen Abschnitten weit geringermächtig entwickelt ist als etwa in Südwestholstein oder im dänischen Raum (z. B. im Dänisch-Polnischen Trog, wenige 100 km östlich), konnten in den letzten Jahren sämtliche Stufen vom Cenoman bis zum Maastricht biostratigraphisch nachgewiesen werden (SPAETH u. SCHMID, 1984). Verbindliche Mächtigkeitsangaben für die einzelnen Oberkreidestufen Helgolands sind derzeit jedoch noch nicht zu machen, da im Inselraum bisher keine Tiefbohrungen durch die Kreide abgeteuft wurden und die Profilaufnahme unter Wasser in der weitgehend schichtungslosen Gesteinsfolge äußerst schwierig ist.

Das Cenoman ist mit seinen an der Basis rötlichen Schichten durch eine Reihe von nachgewiesenen Leitfossilien gut abgrenzbar. Obwohl Oberkreide-Ammoniten äußerst selten sind, finden sich andere Zonenleitformen wie der Belemnit *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) und die Muschelarten *Aucellina gryphaeoides* (Sow.) und *Inoceramus crippsi* (Mant.) im tieferen Teil. Aus dem mittleren und höheren Abschnitt sind besonders die charakteristischen Seeigelleitformen des Cenomans bezeichnend. Im Grenzbereich sowie auch im unteren Abschnitt der überlagernden Turon-Stufe treten bis 15 cm starke Lagen feingeschichteter dunkelgrauer bis schwarzer Saproelite (auch als „Schwarzschiefer“ oder „black shales“ bezeichnet) in den weißen Kreidekalken auf. Diese auch auf dem südöstlich angrenzenden Festland weithin bekannten bituminösen Einlagerungen enthalten flachgedrückte Inoceramen der Gattung *Mytiloides*, die mit verschiedenen Arten die Alterszuordnung sichert.

Auch das Mittel- und Ober-Turon ist mit seinen teilweise mergeligen Kalken gut durch die Inoceramen-Leitarten und die artenreichen Seeigelfaunen gliederbar. Von besonderem Interesse sind die Brachiopoden-Vergesellschaftungen des Ober-Turon, die sich mit ähnlichen Formen des englischen Turons vergleichen lassen.

Die im Mittel-Turon beginnende Feuersteinführung weist mit einer braunroten, ausschließlich von Helgoland bekannten Varietät eine regionale Besonderheit auf. Die inzwischen auch taucherisch aus der anstehenden Schreibkreide geborgenen braunroten Feuersteine zeigen typischerweise eine Farbzonierung von (innen) Rot mit einem schwarzen umgebenden

Hof und einer äußeren grauweißen Rinde. Vor allem die im roten Feuerstein verkieselt erhaltenen Seeigelarten *Sternotaxis planus* (Mant.) und *Infulaster excentricus* (Woodw.) lassen eine Einstufung dieses Horizontes in das höhere Mittel-Turon zu.

Ebenso ist das Unter-, Mittel- und Ober-Coniac als nächstfolgende Stufe durch Leitformen irregulärer Seeigel der Gattung *Micraster* („Herzigel“) und durch die charakteristische Inoceramenart *Volviceramus involutus* (SOWERBY) sowie durch reguläre Seeigel der Gattung *Tylocidaris* mit keulenförmig aufgetriebenen Stacheln in teils kalkarenitischer („kalksandiger“) Ausbildung bestens belegt. Die Schreibkreideentwicklung der überlagernden Santon-Stufe läßt sich mit Hilfe kleiner, sehr spezialisierter (irregulärer) Seeigel wie *Hagenowia infulasteroides* (WRIGHT) sowie durch die Entwicklungsreihe der Belemnitenarten von *Goniotenthis westfalica westfalica* (SCHLÜTER) zu *Goniotenthis granulata* (BLAINVILLE) gut gliedern und abgrenzen. Auch der auftretende kleine Belemnit *Actinocamax verus* (SCHLÜTER) charakterisiert das Mittel- und Ober-Santon. Besonders typisch für den oberen Abschnitt ist das Auftreten einzelner Kelchplatten des ehemals frei schwimmenden Crinoiden („Seelilie“) *Marsupites testudinarius* (SCHLOTH).

In den überlagernden, Feuerstein führenden Schreibkreidefolgen des Unter-Campan tritt als Endglied der Belemniten-Entwicklungsreihe *Goniotenthis quadrata* (Blainv.) durchgehend auf. In Feuersteinerhaltung finden sich als Seeigel-Leitformen die kleinen Individuen von *Offaster pilua* (Lam.) sowie die erheblich größeren Formen wie *Echinocorys conica* (AGASSIZ) und die weiter in das Ober-Campan hinaufreichende Art *Echinocorys subglobosa*. Auch hohes Ober-Campan ist durch die („Herz“-)Seeigel-Leitform *Micraster grimmensis* nachgewiesen.

Als Nachweis der höchsten Oberkreide können auf Helgoland einige Rostren der Belemnitengattung *Belemnella* angesehen werden, die bisher allerdings nur aus Strandgeröllen der tieferen Mastricht-Stufe vorliegen.

4. Tertiär

Ablagerungen des Tertiärs (t) sind im Inselraum Helgolands nicht erhalten. Durch die Aufwölbungsvorgänge des Deckgebirges über dem sich akkumulierenden Zechstein-Salz dürften die herausgehobenen Tertiärschichten abgetragen worden sein. Nach BINOT (1986; sowie im Druck) überlagert bereits 2 km südwestlich Helgolands Alttertiär die in einer Graben-Einbruchsstruktur seismisch nachgewiesene Oberkreide (vergl. Abb. 14).

Gelegentlich finden sich auf den Dünenstränden typische Feuersteine mit eingeschlossenen Seeigelresten aus der Dan-Stufe des ältesten Alttertiärs. Bei diesen seltenen Funden handelt es sich jedoch mit größter Wahrscheinlichkeit um eiszeitliche Geschiebe aus dem nordöstlich benachbarten Festlandsraum.

5. Quartär

Die jüngere geologische Geschichte Helgolands wurde im Eiszeitalter vor allem dadurch geprägt, daß die Gletscher des nordischen Inlandeises den Inselraum zuletzt während der Saalekaltzeit, bis vor etwa 125 000 Jahren überfahren hatten. Eindeutige Zeugen dieses Vorganges sind geringmächtige Moränen, deren Geschiebemergel mit einzelnen nordischen Findlingen als Relikte erhalten sind.

Nach dem Abschmelzen des Saale-Inlandeises stieg mit dem Einsetzen der Eem-Warm-

zeit (von rund 125 000 bis 115 000 Jahren vor heute) der Meeresspiegel wieder an. In dieser eemzeitlichen Nordsee war Helgoland Teil einer weitläufigen Insel, auf der sich ein Süßwassersee erstreckte. Die dunkelbraunen, verfestigten Sedimente, die dieser Binnensee hinterließ, enthalten zwischen Torf- und Gytja-Ablagerungen („Halbfaulschlamm“ in Seen) Reste von Pflanzen sowie Süßwasserschnecken und -muscheln. Nach plattigen Strandgeröllen wird die heute meeresbedeckte Folge, die in über 6 m Wassertiefe u. a. noch im Nordhafen ansteht, auch als „Süßwasser-Töck“ bezeichnet.

Die eingetiefte Lagerung dieser Sedimente läßt darauf schließen, daß sie sich in einem

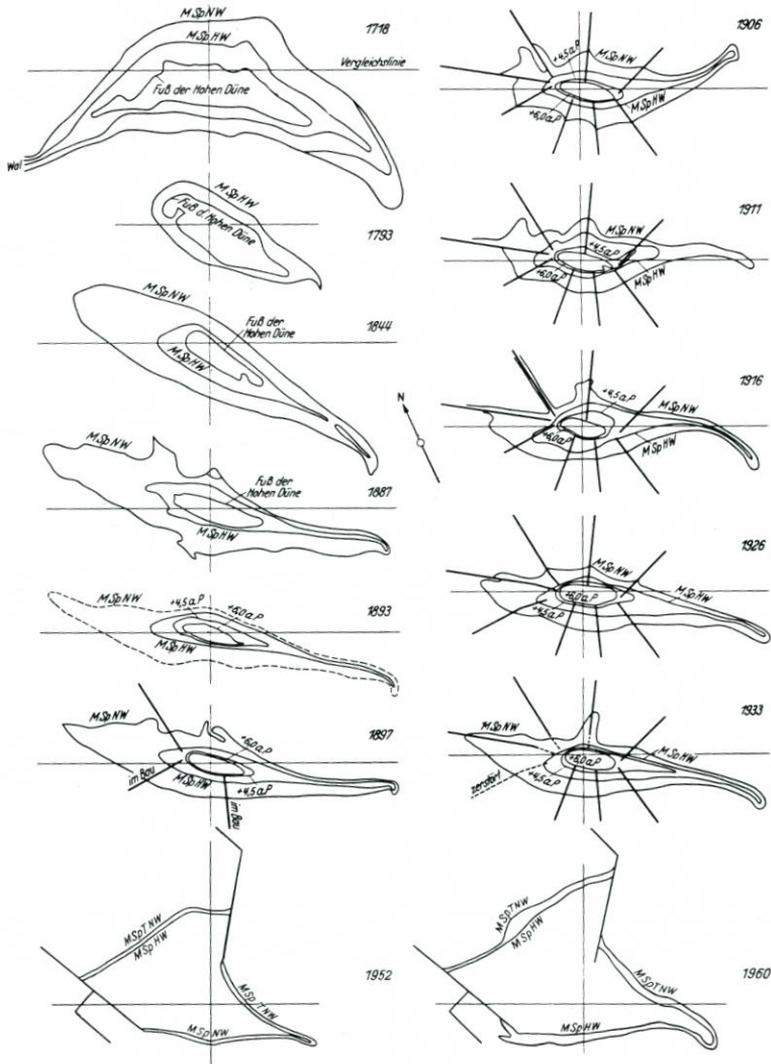


Abb. 11. Die Umrißveränderungen der Helgoländer Düne seit 1738 (nach BAHR, 1938; zusammengestellt von WURSTER, 1961). (Nordrichtung beachten!)

Tabelle 1. Übersicht zum geologischen Aufbau Helgolands

Gliederung und Alter	Jahre vor heute (Beginn)	Erdgeschichtliche Ereignisse	Ablagerungen bei Helgoland
Holozän (qh)		Einwirkung des Menschen Entstehung der Insel in heutiger Gestalt Abtauen des Eises	
Quartär			
Pleistozän (qp)	10 000		Flugsandaufwehung der Düne
	2 Mio.	Mehrmalige Vorstöße und Rückzüge des nordischen Inlandeises	„Süßwasser-Töck“ der Eem-Warmzeit, Moränen der Saale-Kaltzeit
Tertiär			
	65 Mio.	Heraushebung Helgolands durch die aufsteigenden Salzmassen	keine Ablagerungen im Inselraum
Kreide			
Oberkreide (kro)		Ablagerungen unter Meeresbedeckung	ca. 260 m weiße feste Schreibkreide mit Feuersteinlagen
Unterkreide (kru)	95 Mio.	Ablagerungen unter Meeresbedeckung	ca. 3,5 m graue, gelbe und rote Kalke ca. 40 m dunkle fossilreiche Tone und Mergel

135 Mio.		Schichtlücke von ca. 75 Mio. J. (Keuper und Jura fehlen völlig im Inselraum)	
Muschelkalk	(m) mo (?) mm	Ablagerungen unter Meeresbedeckung	ca. 10 m dolomitische Mergel mit festen Kalcken ca. 60 m weiche Mergelkalke mit Ton- und Gipseinlagerungen ca. 80 m mergelige Wellenkalke mit Fossilbänken
210 Mio.			
Trias			
Buntsandstein	(s) so	Vordringen des Meeres in das germanische Triasbecken	ca. 250 m Mergel und Tonsteine mit Gips und Salz
<u>Hauptinsel</u>			
	sm	Abtragungsmassen der umliegenden Hochgebiete unter aridem Klima	ca. 350 m hell-violette und dunkel- rote, ± tonige Sandsteine mit hellen, mürben Katersandlagen
	su		ca. 380 m tonige Gesteine (Schichtfolge nur von Tauchgängen, aus Tiefbohrung und seismisch bekannt)
225 Mio.		Zurückweichen des Meeres	
Zechstein	(z)	Ablagerungen unter Meeresbedeckung und – Eindunstung, Entstehung der später mobilen Salzmassen	mehrere 100 m Steinsalz, Gips und Dolomit (z 2–7 nur aus Bohrung bekannt)
235 Mio.			
Perm			
Rotliegendes	(ro)		

durch unterirdische Auslaugung (Subrosion) von Salzlagern des oberen Buntsandstein (Röt) entstandenen Erdfallsee bildeten. Nach STREIF (in: BINOT et al., 1986) weisen die Ergebnisse der Pollenanalyse wie auch die größeren Pflanzenreste darauf hin, daß der Helgoländer Raum in der Eemzeit weithin bewaldet gewesen sein muß. Möglicherweise reichte in diesem Zeitabschnitt sogar eine Landverbindung von Westholstein als eine weit nach Westen ausgreifende Halbinsel des Festlands bis hierher (BEHRE, 1970).

Nach Absinken des Nordseespiegels während der (jüngsten) Weichsel-Kaltzeit auf etwa 110 m unter das heutige Niveau setzte mit deren Abklingen vor etwa 12 000 Jahren ein stetig zunehmender Wiederanstieg bis in das frühe Holozän (Nacheiszeit, „Jetztzeit“) ein. Besonders zwischen rund 8700 und 7100 Jahren vor heute stieg die Nordsee mit über 2 m je Jahrhundert kontinuierlich um 30 m auf die heutige 15-m-Tiefenlinie an. Zwischen 7100 und 6500 Jahren vor heute verringerte sich die Anstiegsrate auf durchschnittlich 65 cm pro Jahrhundert, sank danach auf unter 35 cm und unterlag dann bis zu Beginn des 13. Jahrhunderts unserer Zeitrechnung mehrfach Schwankungen bis zum Erreichen etwa des heutigen Meeresspiegels.

Die jüngste morphologische Gestaltung des seit etwa 10 000 Jahren als eigenständige Insel existierenden Helgoland ist durch Sturmflutmarken der letzten 300 Jahre und Pegelaufzeichnungen über mehr als 150 Jahre verfolgbar.

Die heutige Brandungsterrasse im Südwesten und Norden der Buntsandstein-Felsen wie auch die meeresbedeckten Klippenzüge im Muschelkalk- und Kreide-Ausstrich der nordöstlichen Umrandung des Inselkomplexes haben sich erst in geologisch jüngster Zeit bis in die Gegenwart hinein ausgebildet. Vor etwa 1000 Jahren dürfte die derzeitige Inselform bereits in ihren Grundzügen entwickelt gewesen sein.

Ältere Angaben über den Erosionsfortschritt schwanken zwischen 3 m und 15 m pro Jahrhundert (BROHM, 1907). Bauliche Schutzmaßnahmen haben sich seit fast 100 Jahren stabilisierend ausgewirkt und die natürliche Abtragung Helgolands beträchtlich eingeschränkt (KRUMBEIN, 1975).

Die im Zusammenhang mit dem Ausbau Helgolands zur Seefestung durch Dammbauten im Nord- und Südabschnitt besonders seit Anfang der vierziger Jahre stabilisierte Düne wird heute nur von Sturmfluten vor allem an ihrer Südseite stärker angegriffen.

Allein das spitz nach Osten bis Südosten ausgezogene Ende der Düne, die „Aade“ ist unbefestigt geblieben und hat seit den ersten Aufzeichnungen von 1718 bis heute ständigen Umlagerungen durch Meeresströmungen unterlegen (vergl. Abb. 11 nach BAHR, 1938).

6. Überblick zur Tektonik und Strukturentwicklung

Der Aufbeulungsvorgang im Deckgebirge durch die sich im Untergrund anreichernden und allmählich aufsteigenden Salzmassen bewirkte einen Ausweitungsbau mit bezeichnenden tektonischen Erscheinungsformen in den verstellten Schichtfolgen des Helgoländer Felssockels (vergl. Abb. 12).

Die Aufnahmen der tektonischen Strukturen in den tonreichen Folgen des Mittleren Buntsandsteins von Helgoland vor den Sprengungen weisen nach SCHMIDT-THOMÉ (1937; 1987: Abb. 39; 47) eindeutig auf den Ausweitungsbau im Felssockel hin. Die mit 16–20° nach Nordosten einfallende Schichtenplatte zeigt als angehobenes Deckgebirgssegment den leicht bogenförmigen Verlauf („Umlaufendes Streichen“) der Klippenzüge im Nordwesten der Düne (vergl. Abb. 1).

Die kleineren, meist steilstehenden Verwerfungen erreichen nur in einem Ausnahmefall

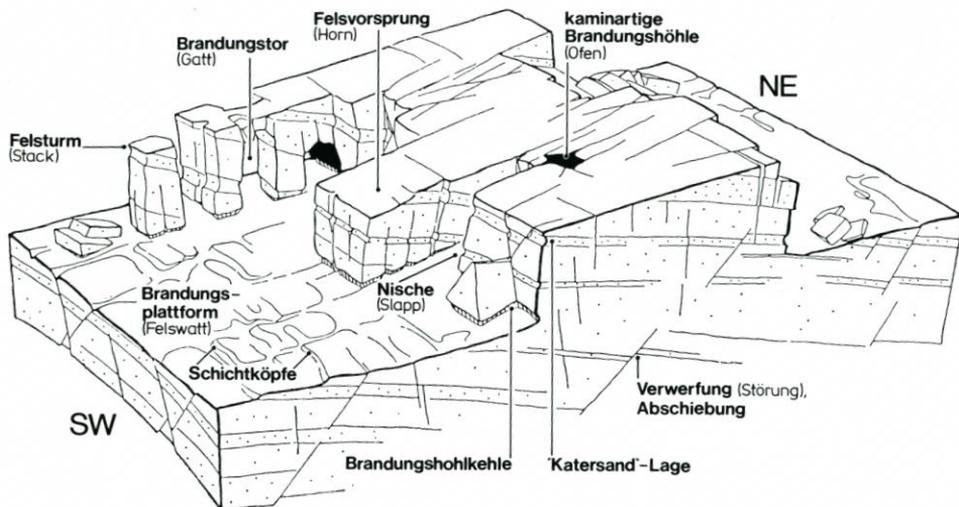


Abb. 12. Blockbild-Übersicht der tektonisch bedingten Felsformen des Buntsandsteins an der südwestlichen Helgoländer Steilküste durch Brandungswirkung. (Verändert nach WURSTER, 1962)

Versatzbeträge von mehr als 8 m und liegen im Durchschnitt weit darunter. Wie bei den ebenfalls steilstehenden Kluftsystemen überwiegt auch bei den Verwerfungen eine mehr oder weniger senkrecht zur Längsachse der Beulenstruktur verlaufende Richtung, so daß diese als Querabschiebungen bezeichnet werden (vergl. Abb. 13).

Nur untergeordnet und mit weit geringeren Verwerfungsbeträgen als ausnahmsweise 6 m treten kleinere Längsabschiebungen mehr oder weniger parallel zur Struktur-Längsachse im Felssockel auf.

Durch Detailaufnahmen der kleintektonischen Gefüge in den Felsen Helgolands und Vergleich derselben mit denen aus den Deckschichten des damals gut bekannten Salzstockes von Hoheneggelsen-Mölme in Niedersachsen konnte SCHMIDT-THOMÉ (1937; 1938) erstmals indirekt den Nachweis erbringen, daß Helgoland ebenfalls durch Aufwölbung des Daches über einem Salzkörper entstanden ist. Diese geologische Deutung wurde noch im Jahr der Veröffentlichung durch die Tiefbohrung Helgoland 1 (RB 503) bestätigt, die nach 718 m Buntsandstein über 2280 m Steinsalz durchteufte und darin bei 3010 m eingestellt wurde.

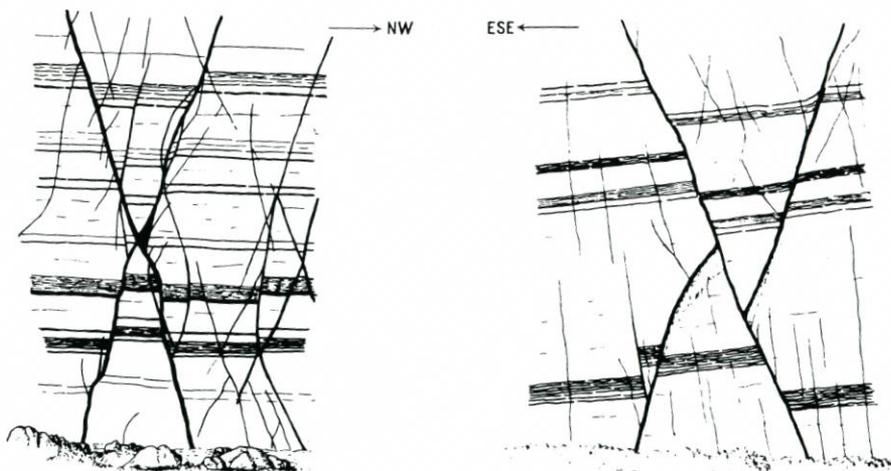
Bezeichnend für die aufbeulungsbedingte Dehnungstektonik ist das reiche Formeninventar an tektonischen Trennflächen im Helgoländer Buntsandstein-Felsen. Die durch den Raumgewinn bei der Aufwölbung bedingten Verwerfungen („Störungen“) sind ausnahmslos als Abschiebungen ausgebildet, deren Versatzbeträge hier vom Dezimeterbereich bis in die Größenordnung hunderter von Metern reichen („Hauptstörung“).

Im Überblick ergibt sich für Helgoland eine insgesamt elliptisch umgrenzte Aufbeulungsstruktur mit umlaufendem Streichen der Gesteinsschichten, deren Längsachse in Nordwest – Südost-Richtung verläuft. Neben einer Anzahl mehr oder weniger radial auf das Zentrum der Heraushebung ausgerichteter Störungen ist das beherrschende tektonische Element eine zur Längsachse parallel verlaufende Abschiebung. Diese verwirft mit einer sich daraus ergebenden Sprunghöhe von stellenweise weit über 500 m südwestlich Helgolands Oberkreide gegen Mittleren Buntsandstein. Daraus wird deutlich, daß nur ein nordöstliches Segment der Gesamtaufwölbung als der heutige Inselkomplex in einer höher aufragenden Position emporgehoben wurde. Das noch von WURSTER (1960) und zuletzt von SCHMIDT-THOMÉ (1987) als

eine Hauptverwerfung aufgefaßte, zentrale tektonische Element hat sich nach jüngsten Bearbeitungsergebnissen seismischer Profilerien inzwischen als die nordöstliche Randstörung eines eingesunkenen tektonischen Grabens erwiesen (BINOT, 1986; 1988 sowie im Druck), (vergl. Abb. 14).

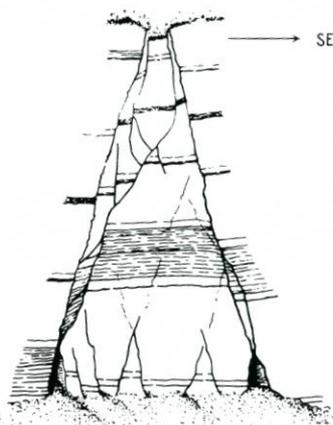
Auch durch taucherische geologische Kartierungen und Schichtaufnahmen in Buntsandstein, Muschelkalk und Kreide der Gürtel-Region im Südwesten der Insel (v. GRAFENSTEIN et al., im Druck) konnte der Grabenrandcharakter der genannten Störung bestätigt werden.

Dieser in etwas geschwungenem Bogen verlaufenden Verwerfung streicht die südwestliche Grabenrandstörung im Abstand von 1,5 bis 3 km annähernd parallel (vergl. Abb. 14).

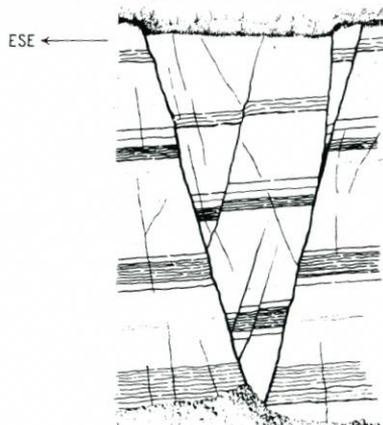


a) Querabschiebungspaar, Bicket Horn

b) Querabschiebungen NE-Küste, obere Schmutzbrücke



c) Querabschiebungspaar, südlich Letje Kark



d) Querabschiebungspaar, Obere Schmutzbrücke

Abb. 13. Verwerfungsformen im Buntsandstein-Fels der Nordost- und Südwest-Steilküste Helgolands
 a) Zwei sich x-förmig kreuzende Verwerfungen („x-Störung“). b) Ursprünglich gekreuztes Störungspaar mit einer nachträglich fortgeschrittenen Abschiebungsbewegung (nach rechts abwärts), woraus eine „y-Störung“ resultiert. c) Von zwei größeren Abschiebungen begrenzter tektonischer Horst (Mitte). d) An zwei größeren Störungen eingesunkener tektonischer Graben (ohne Maßstab). (Nach SCHMIDT-THOMÉ, 1937; zusammengestellt von WURSTER, 1961)

Nach BINOT (1988 sowie im Druck) kann die gesamte Struktur Helgolands heute als ein Nordwest-Südost gestrecktes Salzkissen mit einem asymmetrisch gelagerten Scheitelgraben identifiziert werden. An dessen Aufbau sind neben den auf mehrere Tausend Meter angereicherten Salzlagern des Zechstein 1 bis 7 auch die tieferliegenden, im Unterelbe- bis Nordsee-raum verbreiteten Salinarfolgen des Rotliegenden (Unter-Perm) beteiligt.

Mit der in der Obertrias (Keuper-Zeit) erreichten Gesteinsauflast wurde das spezifisch erheblich leichtere permische Salz im Untergrund mobilisiert und begann, sich über die jüngeren geologischen Zeitabschnitte hin durch langsame, phasenhafte Fließbewegungen anzureichern und allmählich aufzusteigen. Das Stadium eines der vielen nordwestdeutschen Salzstöcke oder Diapire mit Hindurchpressung von Salzkörpern durch die dabei steil aufgerichteten Deckschichten hat die Helgoländer Struktur dabei noch nicht erreicht. Die Bildung des Salzkissens kann in geologischen Zeiträumen als eine Vorstufe des Diapistadiums angesehen werden.

Allerdings ist es, nicht zuletzt wegen der Subrosionsvorgänge, sehr schwierig, festzustellen, ob der Salzaufstieg langfristig anhält. Bei Salzstöcken des Festlandes gibt die häufige Bildung von Erdfällen und Einsenkungen der Landoberfläche über unterirdisch ausgelaugten Salzen und Gipsen die augenfälligsten Hinweise auf die geologischen Verhältnisse des Untergrunds. Allgemein wird im niederschlagsreichen Klima des nördlichen Mitteleuropas oberflächennah aufgestiegenes Salz bis in mehrere Zehner Meter Tiefe auf einen etwa konstanten natürlichen Salzspiegel abgelautet. Dabei bilden die teilweise im Salz eingelagerten schwererlöslichen Gipse und Dolomite sowie die unlöslichen Tonanteile sogenannte Residualgesteine (Rückstands-Gesteine), die den Salzkörper als „Mantelgips“ umgeben oder ihm als „Hutgips“ (Caprock) auflagern.

Derartige Residualgesteine des Zechsteins stehen bei Helgoland an der nordöstlichen Grabenrandverwerfung im Gürtel-Bereich in ca. 150 m Tiefe unter dem Meeresboden an; zur Frage der untermeerischen Subrosion sind hier jedoch bisher keine Untersuchungen durchgeführt worden.

An der Helgoländer Struktur haben nach BINOT (1988 sowie im Druck) die stärksten Salzeinwanderungs-Bewegungen in das Salzkissen erst nach der Kreidezeit im Jungtertiär, besonders im mittleren Miozän (zwischen rund 16 und 11 Millionen Jahren v. d. Gegenwart), stattgefunden. Nach den Interpretationen der seismischen Ergebnisse fand in diesem geologischen Zeitraum auch der Einbruch des Scheitelgrabens über dem Salzkissen statt.

7. Zur weiteren geologischen Erforschung Helgolands

Auf Helgoland als Felseninsel liegen die Probleme der Erhaltung eines engen und für Deutschland einmaligen Naturraumes dicht aneinander und greifen mit den vielfältigen Fragestellungen von der Geologie aus auf eine Reihe naturwissenschaftlicher und technischer Fachgebiete über.

Die geologischen Voraussetzungen und Möglichkeiten für Schutzmaßnahmen zur Erhaltung von Felseninsel und Düne wurden von KRUMBEIN (1975, 1977) eingehend erörtert. Allerdings wurde zugleich darauf hingewiesen, daß weitere Felsabstürze an den Klippen des Oberlandes praktisch nicht durch technische Maßnahmen verhindert werden können.

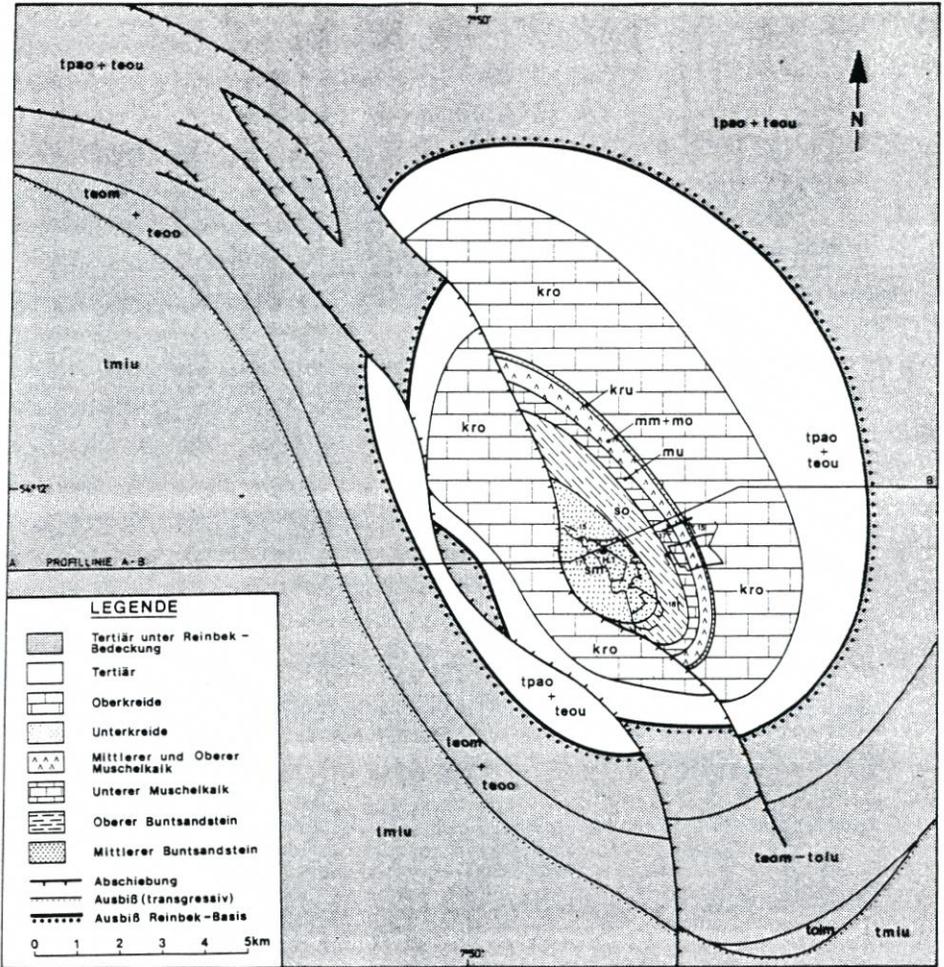
Wegen der natürlichen Klüftigkeit des im ganzen gesehen mürben und wenig verwitterungsresistenten Buntsandsteins ist innerhalb von Jahrzehnten bis Jahrhunderten zu erwarten, daß die steilen Felswände im Südwesten Helgolands hinter der Schutzmauer allmählich von

ihrem eigenen Schutt zugedeckt und in eine mehr oder weniger einheitliche Böschung übergehen werden.

In diesem Zusammenhang werden Untersuchungen zur Festigkeit und fortschreitenden Erosion des Buntsandsteins vor allem an den Vogelfelsen der Insel dringend notwendig. Allein

ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KARTE VON HELGOLAND

– Mittelmiozän (Reinbek) und Jüngerer –



F. BINOT
BGR, Hannover 1986

Abb. 14. Geologische Übersichtskarte der Salzstruktur Helgoland (Quartärablagerungen abgedeckt). (BINOT, 1986)

Abkürzungen in Abb. 14 und Abb. 15: ro = Oberrotliegendes, z = Zechstein, su = Unterer Buntsandstein, sm = Mittlerer Buntsandstein, so = Oberer Buntsandstein, mu = Unterer Muschelkalk, mm = Mittlerer Muschelkalk, mo = Oberer Muschelkalk, ku = Unterer Keuper, km = Mittlerer Keuper, ko = Oberer Keuper, ju = Lias, kru = Unterkreide, kro = Oberkreide, tpao = oberes Paleozän, teou = unteres Eozän, teom = mittleres Eozän, teoo = oberes Eozän, tolu = unteres Oligozän, tolo = oberes Oligozän, tmiu = unteres Miozän, tmi = Miozän, tmiR = Reinbek, q = Quartär

erforderlich machen, ließe sich die Schichtfolge in zwei oder möglicherweise auch drei Abschnitte mit einem jeweils weiter südwestlich und damit tiefer im Profil angesetzten Bohrpunkt auflgliedern.

Zu diesem Projekt einer reinen Forschungsbohrung könnte aus dem Arbeitsprogramm „Gemeinschaftsaufgaben der geologischen Landesämter der Bundesrepublik Deutschland“ die wissenschaftliche, technische und finanzielle Unterstützung der Durchführung des Vorhabens in den nächsten Jahren zu erhoffen sein.

Allen zukünftigen Forschungsvorhaben wird die erfreulich vorangeschrittene Planung für den Neubau eines Museums auf Helgoland dienen. Gerade die langfristige Dokumentation geologischer Untersuchungsergebnisse sowie paläontologischer Funde wird auf der Insel selbst von grundlegender Bedeutung für die weitere geowissenschaftliche Erforschung Helgolands sein. Besonders die allen Wissenschaftlern zugängliche und hier sachgerecht konservierbare paläontologische Typensammlung neu aus der Helgoländer Schichtfolge beschriebener Formen und Arten sowie die umfangreichen Gesteins- und Mineraliensammlungen von Helgoland bedürfen dringend einer angemessenen Unterbringung und Ausstellungsmöglichkeit auf der Insel.

Über 45 Jahre nach der Zerstörung des früheren Helgoländer Nordsee-Museums wäre fast 40 Jahre nach Beginn des Wiederaufbaus die Fertigstellung eines neuen Museumsgebäudes dringend zu wünschen, bei dessen Einrichtung auch den einmaligen geowissenschaftlichen Besonderheiten Helgolands angemessen Rechnung getragen werden kann.

8. Schriftenverzeichnis

- BAHR, M.: Die Veränderungen der Helgoländer Düne und des angrenzenden Seegebietes. – Jb. Hafenbautechn. Ges., 17, Berlin, 1938.
- BARTENSTEIN, H. u. KAEVER, M.: Die Unterkreide von Helgoland und ihre mikropaläontologische Gliederung. – Senckenb. leth., 54, Frankfurt a. M., 1973.
- BEHRE, K.-E.: Die Flora des Helgoländer Süßwasser-„Töcks“, eines Eem-Interglazials unter der Nordsee. – Flora, 159, Jena, 1970.
- BINOT, F., KOCKEL, F. u. STREIF, H.: Exkursionsführer zur geologischen Helgoland-Exkursion 1986. – 2. Auflage. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohst. mit niedersächs. Landesamt f. Bodenf., 36, Hannover, 1986.
- BINOT, F.: Strukturentwicklung des Salzkissens Helgoland. – Z. dt. geol. Ges., 139, Hannover, 1988.
- BINOT, F. u. RÖHLING, H.-G.: Lithostratigraphie und natürliche Gammastrahlung des Mittleren Buntsandsteins von Helgoland. Ein Vergleich mit der Nordseebohrung J/18-1. – Z. dt. geol. Ges., 139, Hannover, 1988.
- BÖHMER, P.: Erläuterungen zur geologischen und bathymetrischen Karte des Seegebietes südwestlich der Insel Helgoland (Teilgebiet I). Unveröff. Dipl.-Kartierung Techn. Univ. München, 1988.
- BÖHMER, P.: Der Buntsandstein im Seegebiet südwestlich der Insel Helgoland. Zur Problematik der Grenzziehung zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Techn. Univ. München, 1989.
- BOIGK, H.: Ergebnisse und Probleme stratigraphisch-paläogeographischer Untersuchungen im Buntsandstein Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., 78, Hannover, 1961.
- BROHM, A.: Helgoland in Geschichte und Sage. Seine nachweisbaren Landverluste und seine Erhaltung. – Cuxhaven, Helgoland, 1907.
- BRUN-PETERSEN, J. u. KRUMBEIN, W.: Rippelmarken, Trockenrisse und andere Seichtwassermerkmale im Buntsandstein von Helgoland. – Geol. Rdsch., 64, Stuttgart, 1975.
- DAMES, W.: Über die Gliederung der Flötzformationen Helgolands. – Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berl., 1893 (2), Berlin, 1893.
- DAUT, G.: Erläuterungen zur geologischen und bathymetrischen Karte des Seegebietes südwest-

- lich der Insel Helgoland (Teilgebiet II). – Unveröff. Dipl.-Kartierung Techn. Univ. München, München, 1988 (1988a).
- DAUT, G.: Der Muschelkalk im Seegebiet südwestlich der Insel Helgoland. Palynologische und sedimentpetrographische Bearbeitung. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Techn. Univ. München, München, 1988 (1988b).
- ERNST, W.: Über den Gault von Helgoland. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., B 58, Stuttgart, 1927.
- GRAFENSTEIN, U. VON, BÖHMER, P., DAUT, G., MÜCKE, T. VON, MÜLLER, W. u. PROHASKA, J.: Zur Geologie Helgolands: Unterwasser-Kartierung des Gebietes südwestlich der Insel (im Druck; in: Geol. Jb., A 120).
- GRUPE, O.: Muschelkalk und Kreide und ihre Lagerungsverhältnisse im Untergrund der Düne von Helgoland. – Jb. Preuß. Geol. L. – Anst. Berl., 50 (1), Berlin, 1929.
- HARTUNG, W.: Helgoland – merkwürdigste Insel der Nordsee. – Veröff. Naturforsch. Gesell. Emden, 105 (Festschrift zum 150jährigen Bestehen der Naturforschenden Gesellschaft Emden), 1965.
- HILLMER, G., SPAETH, CH. u. WEITSCHAT, W.: Helgoland. Porträt einer Felseninsel. Hamburg, 1979.
- HILTERMANN, H. u. KEMPER, E.: Vorkommen von Valangin, Hauterive und Barrême auf Helgoland. – Ber. Naturhist. Ges. Hann., 113, Hannover, 1969.
- HOFFMANN, F.: „Vorkommen gediegnen Kupfers bei der Insel Helgoland“ . Schreiben des Herrn Dr. F. Hoffmann, an den Professor Gilbert. – Annalen d. Ph. 70, Leipzig, 1822.
- KEMPER, E., RAWSON, P. F., SCHMID, F. u. SPAETH, C.: Die Megafauna der Kreide von Helgoland und ihre biostratigraphische Deutung. – Newsl. Stratigr., 3, Leiden, 1974.
- KOENEN, A. VON: Über die untere Kreide Helgolands und ihre Ammonitiden. – Abh. K. Gesell. Wiss. Gött., math.-phys. Kl., n. F., 3 (2), Berlin, 1904.
- KRUMBEIN, W. E.: Verwitterung, Abtragung und Küstenschutz auf der Insel Helgoland. – Abh. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, n. F., 18/19, Hamburg, 1975.
- KRUMBEIN, W. E.: Zur Frage der Verwitterung der Felsmasse der Insel Helgoland. – Abh., Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, n. F., 20, Hamburg, 1977.
- KRUMBEIN, W. E. u. WILCZEWSKI, N.: Eine Dipnoer-Zahnplatte aus dem Buntsandstein Helgolands. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, Stuttgart, 1973.
- LIPP, A.: Geologische Unterwasseraufnahme der submarinen Schichtenfolge des Mittleren und Oberen Muschelkalks am Felssockel Helgolands (Profilaufnahme und Kartierung) (T. 1), Untersuchungen zur submarinen Erosion und Sedimentumlagerung bei Helgoland (T. 2). – Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Hamburg, Hamburg, 1990.
- MEMPEL, G.: Neue Funde von Uranium-Vanadium-Kernen mit Entfärbungshöfen. – Geol. Rdsch., 49, Stuttgart, 1960.
- MEYER, D.: Bibliographie zur Geologie und Paläontologie von Helgoland. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 63, Hamburg, 1987.
- NAUMANN, E.: Beitrag zur Kenntnis der Trias von Helgoland. – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., 45, Berlin, 1925.
- PHILIPPI, E.: Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. – Palaeont. Abh., 8 (= n. F. 4), Jena, 1901.
- PRATJE, O.: Geologischer Führer für Helgoland und die umliegenden Meeresgründe. – Sammlung geol. Führer, 23, VII, Berlin, 1923.
- PRATJE, O.: Das veränderte Helgoland. – N. Arch. Landes- u. Volkskde. Niedersachs., 1948, Bremen-Horn, 1949.
- REICH, H.: Geologische Ergebnisse der seismischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland. – Geol. Jb., 64, Hannover, Celle, 1950.
- ROEMER, F. A.: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover, 1841.
- SCHMID, F. u. SPAETH, Ch.: Zur Altersstellung des braunroten Kreide-Feuersteins von Helgoland. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1978, Stuttgart, 1978.
- SCHMID, F. u. SPAETH, Ch.: Erster Nachweis von Schwarzschiefern im Unter-Turon Helgolands (Nordsee, NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980, Stuttgart, 1980.
- SCHMID, F. u. SPAETH, Ch.: Feuerstein-Typen der Oberkreide Helgolands, ihr stratigraphisches Auftreten und ihr Vergleich mit anderen Vorkommen in NW-Deutschland. – Staringia, 6, Niederlandse Geologische Vereniging, Heerlen, 1981.

- SCHMID, F. u. SPAETH, Ch. (Hrsg.): Die Kreide der Nordseeinsel Helgoland (NW-Deutschland). (Im Druck; erscheint als Einzelband A 120 in Geol. Jb.).
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Der tektonische Bau und die morphologische Gestaltung von Helgoland aufgrund einer Untersuchung der kleintektonischen Erscheinungsformen. – Abh. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, n. F., 1, Hamburg, 1937.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Helgoland und Hoheneggelsen-Mölme, ein Vergleich zweier saxonischer Aufwölbungen. – Geol. Rdsch., 29, Stuttgart, 1938.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Die Sprengungen auf der Insel Helgoland. – Sprengtechnik, 1952, Mannheim, 1952.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologische Karte von Helgoland mit Erläuterungen. – Geol. Jb., A 62, Hannover, 1982.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Helgoland, seine Düneninsel, die umgebenden Klippen und Meeresgründe. – Sammlung geol. Führer, 82, Berlin, Stuttgart (Borntraeger), 1987.
- SCHROEDER, H.: Ein Stegocephalen-Schädel von Helgoland. – Jb. K. Preuß. Geol. L.-Anst. Berl., 33 (2), Berlin, 1914.
- SCHULZ, H. D.: Kupfer-Verhüttung auf Helgoland zur Wikinger-Zeit. – Umschau 79 (1979), H. 12, 1979.
- SCHULZ, H. D. u. TAUCHGRUPPE KIEL: Der Steingrund bei Helgoland – Restsediment einer saalezeitlichen Endmoräne. – Meyniana, 35, Kiel, 1983.
- SCHULZE, G.-A. u. FÖRTSCH, O.: Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18. 4. 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes. – Geol. Jb., 64, Hannover, Celle, 1950.
- SINDOWSKI, H.-H.: Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. – Geol. Jb., 73, Hannover, 1958.
- SPAETH, Ch. u. SCHMID, F.: Helgoland. Stratigraphie und Fossilfaunen, Tektonik und morphologische Entwicklung des Inselkomplexes. – In: DEGENS, E. T., HILLMER, G. u. SPAETH, Ch. (Hrsg.): Exkursionsführer Erdgeschichte des Nordsee- und Ostseeraumes. Hamburg, 1984.
- STÜHMER, H., SCHULZ, H., WILLKOMM, H. u. HÄNSEL, B.: Rohkupferfunde vor Helgoland. – OFFA-Berichte u. Mitt. Urgeschichte, Frühgeschichte u. Mittelalter-Archäologie, 35, Neumünster, 1978.
- STÜHMER, H., SPAETH, Ch. u. SCHMID, F.: Fossilien Helgolands. – Teil 1: Trias und Unterkreide. (Niederelbe-Verlag) Otterndorf, 1982.
- STÜHMER, H., SCHMID, F. u. SPAETH, Ch.: Fossilien Helgolands. – Teil 2: Oberkreide. (Niederelbe-Verlag) Otterndorf, 1986.
- TAVERNE, L.: Les Actinoptérygiens de l'Aptien inférieur (Töck) d'Helgoland. – Mitt. Geol. Paläont., Inst. Univ. Hamburg, 51, 1981.
- TSE, PING HONG: Die submarine Schichtenfolge des Unteren Muschelkalkes von Helgoland (Profilaufnahme und Kartierung). – Unveröffentl. Dipl.-Kartierung Univ. Hamburg, 1983.
- VOLGER, G. H. O.: Beiträge zur geognostischen Kenntnis des norddeutschen Tieflandes. 1. Über die geognostischen Verhältnisse von Helgoland, Lüneburg, Segeberg, Läggedorf und Elmshorn in Holstein und Schwarzenbek im Lauenburgischen nebst vorangehender Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse des norddeutschen Tieflandes. – X, Braunschweig, 1846.
- WIEBEL, K. W. M.: Die Insel Helgoland. Untersuchungen über deren Größe in Vorzeit und Gegenwart vom Standpunkte der Geschichte und Geologie. – Abh. a. d. Gebiete d. Naturwiss., 2 (1), IV, Hamburg, 1848.
- WOLFF, W.: „Geologische Beobachtungen auf Helgoland“. – Z. dt. geol. Gesellsch., 55: Mber.: Berlin, 1903.
- WOLFF, W.: Zur Geologie von Helgoland. – Jb. K. Preuß. Geol. L.-Anst. Berlin, 32 (1), Berlin, 1913.
- WURSTER, P.: Kreuzschichtung im Buntsandstein von Helgoland. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 29, Hamburg, 1960.
- WURSTER, P.: Geologisches Porträt Helgolands. – Die Natur 70, 7/8, Schwäbisch-Hall, 1962.