

Über Kalt- und Warmzeiten der Unterkreide

Von

EDWIN KEMPER^{*})

Mit 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Für die Beurteilung der Klima-Entwicklung der frühen Kreide sind Beobachtungen an Schichten der Unterkreide in der heutigen Arktis von größter Bedeutung. Auch damals hatten die arktischen Becken nämlich eine ähnlich hocharktische Position wie heute. Wie eigentümliche Kristallaggregate in schwärzlichen Tonsteinen, die Glendonite, beweisen (KEMPER & SCHMITZ 1981), gab es Kaltzeiten im Valangin und im späten Apt/frühen Alb. Die Wassertemperaturen des Meeres sanken im damaligen Polargebiet unter 0° C.

Zwischen den Kaltzeiten lag eine ausgeprägte Warmzeit, in der bei 80° nördlicher Breite eine üppige Vegetation mit Bäumen wie *Ginkgo*, *Elatides* (eine Araukarie) und *Pityophyllum* gedieh, aus der sogar Kohlenflöze hervorgingen. Die limnisch-terrestrischen Sedimente dieser Warmzeit waren Sande und Konglomerate, die in allen arktischen Becken auftreten. Diese ungewöhnlich weite Verbreitung einer Regressionsfazies kann sinnvoll nur durch die Annahme einer isostatischen Hebung der arktischen Kontinenteile nach Abschmelzen einer dicken, valanginischen Eiskappe erklärt

werden. Dem entspricht der offenbar eustatisch bedingte Meeresspiegelanstieg, der zur Spätvalangin/Frühhauterive-Transgression in Europa führte. Ähnlich waren die Verhältnisse bei der Apt/Alb-Kaltzeit, doch ist es schwierig, das Regressions- und Transgressionsgeschehen eindeutig zu interpretieren, da sich tektonisch-epirogenetische Vorgänge überlagerten.

Die Kaltzeiten machten sich auch in der Tethys bemerkbar. Das Riffwachstum des Berrias wurde gestoppt. Im späten Apt und frühen Alb drang die Fazies der dunklen Tonsteine des kälteren Wassers („black shales“) weit nach Süden vor (Kaukasus, Iran). Sie trennte hier den barremisch-frühaptischen vom transgressiv lagernden mittel- bis spätalbinischen Orbitolinenkalk. Die Klimaschwankungen kommen überall in Faunenwechseln zum Ausdruck, so daß sie auch stratigraphische Bedeutung haben. Sie führten ferner zu Migrationen, z. B. von arktischen Gattungen (*Buchia*, *Simbirskites*) in südliche Becken. Die Temperatur war der entscheidende Primärfaktor, von dem die meisten anderen Milieufaktoren abhingen.

ABSTRACT

Observations on the early Cretaceous sediments of the Arctic are important for analysis of climatic development. In the early Cretaceous the Arctic basins had a similar position at high latitudes as they have today. Unusual crystal aggregates in dark marine shales, the so-called glendonites (see KEMPER & SCHMITZ 1981) found in the Valanginian and in the late Aptian (Clansayesian) / early Albian indicate cool conditions. During these times the water temperature in the polar regions dropped in winter to below 0° C.

A distinct warm period existed between these two cold periods. A rich and diverse flora including *Ginkgo*, *Elatides* (an arakauriid tree) and *Pityophyllum* grew in latitudes of 80° N. Even coal seams developed. The sediments of this warm pe-

riod were limnic and terrestrial sands and conglomerates. These were deposited in all Arctic basins. This unusually wide distribution of a regressive facies can best be explained by postulating isostatic uplift of the Arctic as a consequence of melting of a thick Arctic ice sheet.

This apparently corresponds to the eustatic rise of sea level which caused the late Valanginian – early Hauterivian transgression in Europe. Because of tectonic and epirogenetic movements, the sea level changes of the late Aptian – early Albian cool period are difficult to interpret.

Evidence for these cool periods can also be found in the Tethys sediments. Reefal growth ceased. In the late Aptian and early Albian the black shale facies (cool water) extended far into the southern regions (Caucasus, Iran). In Iran the dark shales separate an older Orbitolina limestone (Barremian – Aptian) from a younger one (Middle Albian – Cenomanian).

^{*}) E. KEMPER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51

In marginal areas and on platforms these two *Orbitolina* limestones are only separated by a non-sequence which may easily be overlooked.

Climatic changes are clearly mirrored by faunal changes, and are thus of considerable stratigraphic significance. In ad-

dition climatic changes can cause migrations, as evidenced by the occurrence of some Arctic genera (*Buchia*, *Sibirskites*) in basins situated well to the south. Temperature was the primary factor upon which most other ecological factors depended.

1. KENNTNISSE UND PROBLEME

Die Kenntnisse über die Klimaentwicklung der Kreidezeit sind außerordentlich dürftig. Konsultiert man z. B. moderne Spezialliteratur, wie FRAKES' „Climates throughout Geologic Time“, ein Buch des Jahres 1979, so findet man kaum Konkretes und Zutreffendes für die Kreide. Auch Spezialarbeiten sind selten, in denen Klimafragen der Kreide berührt werden. Am ehesten sind es noch Publikationen im Rahmen des DSDP-Programms, die sogenannten „Initial Reports“, in denen radiometrische Temperaturwerte unter anderem auch gelegentlich für die Kreide mitgeteilt werden.

Aber bei den radiometrischen Daten liegt offenbar der Grund dafür, daß niemand mehr den Mut findet, sich mit der Klimaentwicklung der Kreide zu beschäftigen, denn diese Werte variieren zu sehr und sind zumindest zum großen Teil falsch und damit irreführend. Ein Grund ist sicherlich, daß es immer nur wenige Einzelwerte sind, die keine statistische Eliminierung der Fehler erlauben. Andere Gründe liegen vor allem in der unzureichenden Probenauswahl und -vorbereitung. Auch die Vielzahl der Ursachen, die bei dem Isotopenverhältnis mitwirkt, erschwert die Analyse. Trotz dieser Unsicherheiten ist für das Tertiär in den letzten Jahren durch die Radiometrie ein einigermaßen realistisches Bild des Klimaablaufs entstanden. In der Kreide und auch allgemein im Mesozoikum sind wir weit davon entfernt, wo auch immer die tiefere Ursache liegen mag.

Trotz oder gerade wegen des Fehlens von verlässlichen Daten waren der Spekulation und kühnsten Modellrechnungen Tür und Tor geöffnet (vgl. z. B. DONN & SHAW 1977). So kam es wohl auch zu der total irreführenden Legende vom ausgeglichenen Klima der Kreide-Zeit, die bis heute durch die Literatur geistert. Ein ausgeglichenes Klima mag für einige Abschnitte der Oberkreide zutreffen, für die Kreide insgesamt kann keine Rede davon sein. Schon der Farbkontrast zwischen dunkler Unterkreide und heller Oberkreide weist auf Temperaturgegensätze hin, auch wenn natürlich nicht vereinfachend gesagt werden kann, daß dunkle Sedimente immer Kaltwasser-Ablagerungen sein müssen.

Hier sind wir bei dem ersten Kardinalfehler angelangt, der zu Konfusion in der Klimafrage geführt hat: die ständige Verallgemeinerung. Sowie Einzeldaten vorlagen, wurden diese

sofort auf ganze Stufen oder gar das ganze Untersystem oder System übertragen, ohne an die Möglichkeit zu denken, daß Klimaschwankungen in der Größenordnung von Zonen oder Unterstufen liegen könnten, wie das tatsächlich der Fall ist und wie das auch zu erwarten war. Es gibt kein einheitliches Apt- oder Kreideklima!

Der zweite Kardinalfehler ist die schon erwähnte unzureichende Materialauswahl. Lange Zeit konzentrierten sich die radiometrischen Untersuchungen auf die Belemniten, die bevorzugt im warmen Flachwasser lebten. Es ergaben sich somit Temperaturwerte des wärmeren Wassers und auch der wärmeren Klimaphasen. Die zum Beispiel im Apt auf diese Belemniten-Mergel folgenden dunklen Tonsteine (des kalten Wassers, wie wir sehen werden) wurden überhaupt nicht untersucht, da Belemniten in ihnen fehlen. Trotzdem wurden aber die an den Belemniten ermittelten Temperaturwerte auf das gesamte Apt ausgedehnt. Daß ein solches Vorgehen unzulässig ist und in die Irre führt, ist offensichtlich. Denn wer wagt schon für das späte Apt etwa nach faunistischen Befunden eine Kaltzeit zu postulieren, wenn doch das Apt nach exakten radiometrischen Bestimmungen (die Messungen sind auch exakt, nur Material und Ansatz waren unzureichend) eine warme Epoche gewesen sein soll?

Ein weiteres Beispiel, wie an sich richtige Befunde durch Verallgemeinerung zu Fehlschlüssen führen können, liefert die Paläobotanik. Nach VAKHRAMEYEV (1978) sollen Sibirien und große Teile des nördlichen Nordamerikas in der frühen Kreide einem temperiert-warmen Klimagürtel angehört haben. Temperiert war das Klima tatsächlich im Abschnitt Hauterive bis Apt. Die Kaltzeiten des Valangin und späten Apt/frühen Alb wurden bei dieser Verallgemeinerung nicht berücksichtigt, obwohl darauf hingewiesen wird, daß das Klima im Valangin feucht und die Temperaturen im Alb am niedrigsten gewesen seien.

Wie eigene Erfahrungen gezeigt haben, ist es schwierig oder gar unmöglich, in den gemäßigten Zonen sichere Kenntnisse über den Klimaablauf zu gewinnen. Entscheidend sind die Extremgebiete der Erde und insbesondere die hohen Breiten, denen zunächst die Aufmerksamkeit gewidmet werden muß.

2. GLENDONITE ALS KALTWASSER-INDIKATOREN

Glendonite sind Kristallaggregat oder Einzelkristalle von überwiegend Calcit. Es sind Pseudomorphosen, die an marine Ton-Silt-Gesteine gebunden sind. Die ältesten bekannt gewordenen sind die aus dem Perm Südaustraliens. In einigen Stufen von Jura, Kreide und Känozoikum sind sie regional in großer Häufigkeit beobachtet worden, aber stets nur in hohen geographischen Breiten.

Die Abmessung der bräunlichen bis grauen Kristalle reicht von 0,5–80 cm. Die Masse ist kleiner als Faustgröße und die Formenmannigfaltigkeit erheblich. Diese reicht von länglichen, bipyramidalen Einzelkristallen über einfache Zwillinge, kleine radialstrahlige Bildungen und gröbere Sternverwachsungen aus Kristallen mittlerer Größe bis zu gigantischen, säbelartigen Kristallen. Bei den Stachelkugeln und Sternverwachsungen ist der Basalteil deutlich abgeflacht. Die Glendonite sind nicht lagig, sondern unregelmäßig im Sediment angeordnet. Ihre Zahl schwankt von wenigen bis zu hunderten pro Kubikmeter Gestein.

Die Glendonite blieben bis vor kurzem unbekannt, da sie nur in entlegenen Gebieten der Erde auftreten und ihre Beschreibung in Zeitschriften geringer Verbreitung oder Zugänglichkeit erfolgte. Sie wurden in jüngster Zeit aber in mehreren Arbeiten bekannt gemacht (KEMPER & SCHMITZ 1975, 1981; KAPLAN 1978). Für Einzelheiten kann auf diese Arbeiten verwiesen werden.

Schwierig und unsicher war die Bestimmung des Primärminerals, da die Oberflächen der Kristalle nicht ebenflächlich sind. Die Deutungen haben entsprechend geschwankt und erwiesen sich letzten Endes als falsch. Wie SUESS et al. (1982) an rezemtem bis subrezemtem Material aus dem Antarktischen Ozean zeigen konnten, ist das Primärmineral CaCO_3 Hexahydrat, „an authigenic, sub-zero temperature precipitate from interstitial solutions of organic-rich sediments undergoing microbial decomposition. A change of the polar conditions of formation would cause rapid dehydration and conversion of monoclinic ikaite to orthorhombic calcite. This process would yield the long known peculiar calcitic cryptocrystalline pseudomorphs (glendonites)“. Anhand der $\delta^{13}\text{C}$ Charakteristika des organischen Ausgangsmaterials konnte eine Bildungstemperatur von weniger als 0°C bewiesen werden.

So wurde das bestätigt, was KEMPER & SCHMITZ (1981) aufgrund zahlreicher anderer Indizien postuliert hatten: Glendonite sind Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. Wie dort gezeigt wurde, entstehen sie jedoch im unterkühlten Meerwasser nur unter bestimmten Voraussetzungen. Trotzdem ist das Beobachtungsnetz inzwischen so eng, daß die nachgewiesenen Vorkommen sichere Hinweise zur Klima-Entwicklung der Erde zulassen.

3. SCHLÜSSEL-ERKENNTNISSE AN DER ARKTIS UND DIE FRAGE DER ISOSTASIE

Eigene Beobachtungen gehen auf Geländearbeiten im Rahmen eines gemeinsamen Projektes des Geological Survey of Canada und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Jahre 1974 und 1976 im Sverdrup-Becken (Polares Insel-Archipel, Nordwest-Territories, Kanada) zurück. Hier gibt es Glendonite („stellate nodules“, „euhedral aggregates“, „hedgehog concretions“) in großen Mengen in den dunklen bis schwärzlichen Tonsteinen der oberen Deer Bay Formation (Valangin-Äquivalent) und der Christopher Formation (Äquivalent des jüngsten Apt und frühen Alb; Profile und Details in SLITER 1981).

Diese beiden dunklen Tonformationen werden von einer sandig-konglomeratischen Schichtenfolge getrennt, die im Sverdrup-Becken den Namen Isachsen Formation trägt. Sie zeigt alle Kennzeichen einer Regressionsfazies, denn sie geht über flachneritisch-littorale Sande mit mariner Fauna in limnisch-terrestrische Sande über, die Pflanzen und Saurier-Reste und sogar Kohleflöze enthalten. Da die unterlagernden Schichten ein spät-valanginisches und die überlagernden Tone ein spät-aptisches Alter haben, muß die Isachsen Formation im Zeitabschnitt Hauterive bis frühem Apt abgelagert worden sein, wobei Lücken vermutet werden müssen.

Eine bedeutsame Tatsache ist nun, daß sehr ähnliche, ja fast identische Schichtenfolgen in allen arktischen Becken abgelagert worden sind (Spitzbergen und alle sibirischen Becken). In Ostgrönland ist die Regressionsfazies ebenfalls vorhanden, doch sind hier bisher noch keine Glendonite beobachtet wor-

den. Vom Westspitzbergen-Trog ist die Flora der sandigen Zwischenfolge am besten bekannt. Sie hatte keineswegs einen Tundra-Habitus, sondern wies Bäume wie *Ginkgo*, *Elatides* (eine Araukarie) und *Pityophyllum* auf. Es ist die Flora, die VAKHRAMEYEV (1978) aus Sibirien erwähnt und einer sibirisch-kanadischen Region zuordnete, aber trotzdem – zu Recht – als gemäßigt-warm definierte.

Betrachtet man nun die modernen paläogeographischen Karten, die unter Berücksichtigung der Kontinentalverschiebung entstanden sind (z. B. OWEN 1976), dann ergibt sich, daß die erwähnten arktischen Becken eine ähnliche geographische Position hatten wie heute, sie lagen im Bereich des 80° nördlicher Breite.

In Anbetracht all dieser Beobachtungen sind daher für die Unterkreide nur folgende Schlüsse möglich:

1. Zur Zeit Hauterive-Barrême/frühes Apt existierte ein warmes und ausgeglichenes Klima bis in die höchsten Breiten.
2. Im Valangin und im Abschnitt jüngstes Apt/frühes Alb lagen Kaltzeiten vor, bei denen zumindest Verhältnisse herrschten, wie sie heute in der gleichen geographischen Position anzutreffen sind. Es können aber genauso gut Eiszeiten mit \pm starker Eiskappenbildung gewesen sein.

Bis zu dieser Stelle können die Befunde als eindeutig und gesichert gelten. Die nun folgenden Betrachtungen des

Transgressions- und Regressionsgeschehens sind dagegen mehrdeutig und spekulativ. Sie sind regional das Ergebnis verschiedener Prozesse, isostatischer, eustatischer und epirogenetisch-tektonischer Art. Trotzdem erscheint der Versuch lohnend, zwischen den Änderungen der Meeresbedeckung und den Klimaschwankungen eine Beziehung zu suchen.

Da ist als erstes eines der merkwürdigsten Phänomene der Unterkreide, die Regression des Meeres im späten Valangin und frühen Hauterive in der gesamten Arktis. Die Annahme einer isostatischen Hebung der Arktis nach Abschmelzen einer dicken valanginischen Eiskappe wäre die mit Abstand einfachste und plausibelste Erklärung. Das gilt umso mehr, als dieser Regression in der Arktis eine Transgression in

weiten Teilen der Welt gegenübersteht, z. B. in Europa (Ostengland, NW-Deutschland).

Weniger offensichtlich sind die Verhältnisse bei der spätaptisch-albischen Kaltzeit, denn Glendonite gibt es nur in der unteren Christopher Formation. Auch auf die Christopher Formation folgt im Sverdrup-Becken eine sandige Regressionsfazies, die Hassel-Formation, die aber offensichtlich eine weniger weite Verbreitung hatte als die Isachsen Formation. Trotzdem kann auch sie auf Isostasie zurückgeführt werden, wenn man einen langsamen Temperaturanstieg im Verlauf des Alb annimmt. Auch hier würde der Regression in der Arktis eine Transgression in anderen Teilen der Welt entsprechen: die Vraconne- und eventuell auch die Cenoman-Transgression.

4. DIE BEFUNDE IN DEN NICHT-ARKTISCHEN REGIONEN UND DIE FRAGE DER EUSTASIE

Es ist eine auffällige Tatsache, die schon von KEMPER & SCHMITZ (1981) dargestellt wurde, daß in den Zeiten, in denen sich Glendonite in den hohen Breiten bildeten, dunkle Tonsteine besonders weit verbreitet waren. Das gilt besonders für das Borealgebiet. Wie weit Kaltwasserzuflüsse bis in die Tethys vordringen konnten, wurde wesentlich von der Paläogeographie bestimmt. Im Valangin hielt sich der Kaltwassereinbruch in Maßen. Er führte zwar zum Absterben der Berrias-Riffe, doch kam es noch nicht zur Verbreitung dunkler Gesteine im Bereich der Tethys.

Ein fast weltweites Auftreten von schwärzlichen Tonsteinen erfolgte im späten Apt und frühen Alb. Als Folge günstiger Nord-Süd-Verbindungen sowohl in den Ozeanen als auch in den Neben- und Epikontinentalmeeren kam es jetzt zu einer ausgedehnten Unterschichtung mit kaltem Wasser. Die Verbreitung dunkler Tongesteine erfaßte nun auch die Tethys, z. B. als „schwarze und schwefelhaltige Tone des Kaukasus“. In der jüngsten Literatur werden sie aptoalbische „black shales“ genannt. Die Bildung der Karbonatplattformen wurde mit dem Kaltwasser-Einbruch unterbrochen.

Instruktiv sind die Verhältnisse in Zentral-Iran. Hier sind in der jüngsten Unterkreide Orbitolinen- und „Rudisten“-Kalke verbreitet. Bei Untersuchungen dieser Kalke in den Kohlah-Qazi-Bergen südlich von Isfahan ergab sich der bezeichnende Befund, daß ein älterer aptischer von einem jüngeren albischen Orbitolinen-Kalk durch Zwischenschichten getrennt wird. Auf den Blöcken liegen beide Orbitolinen-Kalke, nur durch einen schwer erkennbaren Hiatus getrennt, übereinander, so daß der irreführende Eindruck einer geschlossenen Kalksteinfoolge entsteht. An den Blockkanten sind schwärzliche Leymeriellen-Kalke mit nicht-biogener Matrix zwischengeschaltet. Diese sind das höhere, transgressive Glied einer dunklen Schichtenfolge, die nur in Spezialbecken entwickelt ist und die nach Lithologie und Fauna den dunklen „Tonen des Kaukasus“ und den schwärzlichen Tonen des Clansayes (jüngstes Apt) und frühen Alb Nordwestdeutschlands entspricht. Die faunistischen Beziehungen dieser weit entfernt gelegenen Gebiete sind bemerkenswert eng (Taf. 2, Fig. 12–21).

Noch wichtiger aber ist die Tatsache, daß die dem Clansayes entsprechenden dunklen Tonsteine überall im Borealgebiet und in der Tethys (nicht aber in der Arktis!) eine stark regressive Phase repräsentieren. Und das Clansayes war nach den Glendoniten die Zeit der stärksten Abkühlung! Der eustatische Meeresspiegelanstieg erfolgte dann in Etappen, mäßig mit der Transgression des frühen Alb und gesteigert mit der Transgression des Mittel-Alb.

Ähnliche Verhältnisse sind im Valangin des Borealgebietes (nicht der Arktis!) zu beobachten, wobei das Niedersächsische Becken als Beispiel herangezogen sei. Im frühen Valangin kehrte nach der Wealden-Fazies zwar das marine Regime zurück, doch war ein transgressiver Trend nur schwach entwickelt. Das späte Unter-Valangin zeigt eine eindeutig regressive Tendenz, die von der Transgression des frühen Ober-Valangin unterbrochen wurde. Ob diese Transgression nicht-eustatisch war oder ob die valanginische Kaltzeit von einer Warmzeit unterbrochen wurde, die zu einem kürzeren eustatischen Meeresspiegelanstieg führte, kann im Augenblick noch nicht entschieden werden. Es folgt wieder eine regressive Phase, die wie jene des Unter-Valangin eine eustatische Ursache haben könnte. Für die anschließende große Transgression, die im späten Ober-Valangin begann und die bis in das Hauterive andauerte, ist die Annahme eines eustatischen Charakters naheliegend. Sie folgt nämlich dem Verschwinden der Glendonite und läuft zu der Hebung der arktischen Gebiete parallel, als deren Ursache hier das Abschmelzen einer Eiskappe vermutet wird.

Wie erwähnt, sind diese Betrachtungen spekulativ und nicht beweisbar. Ohne Zweifel gibt es in der Unterkreide auch nicht eustatisch bedingte Transgressionen. Auch die im Kern eustatischen Transgressionen und Regressionen sind sicher in manchen Fällen durch epirogenetische Effekte modifiziert. Zum Beispiel ist die stark regressive Zeit des Clansayes auch durch Beckenbildung mit starker Absenkung gekennzeichnet, so daß sich hier Eustasie und Tektonik überlagern. Aber folgende Tatsachen sprechen sehr für die Existenz von Eiskappen im Valangin und Clansayes (bis frühem Alb) und deren Auswirkungen in Form von Meeresspiegelschwankungen:

1. Den großen Regressionen in der Arktis stehen Transgressionen im Borealgebiet und der Tethys gegenüber und umgekehrt.
2. Die mit den Transgressionen auftretenden Faunen sind stets Gemeinschaften des wärmeren Wassers, während die Faunen der Regressionsphasen (natürlich in dem gleichen Gebiet) als Kaltwasser-Assoziationen interpretiert werden müssen.

Nicht zuletzt spricht das sich ergebende, in sich geschlossene Bild für die Validität der Annahme von zwei Eiszeiten

(nicht nur Kaltzeiten) während der Unterkreide. Nach diesem Bild können alle Erscheinungen sinnvoll gedeutet werden. Zweifellos sind aber die sich vor allem aus den Glendonit-Vorkommen ergebenden Vorstellungen noch grob. Es ist wahrscheinlich, daß es wärmere Zwischenphasen gegeben hat. Eine solche könnte z. B. im frühen Ober-Valangin vorgelegen haben. Es ist auch denkbar, daß es Kaltzeiten geringerer Intensität gegeben hat, z. B. vielleicht im späten Barrême.

5. KALTWASSER-FAUNEN UND MIGRATIONEN

CAREY & AHMAD (1961) korrigierten die frühere Meinung, daß polare Mollusken dünne Schalen haben müßten. Das Gegenteil ist der Fall, wie von CAREY & AHMAD (l. c.) begründet wurde. Als Beispiel kann die Bivalven-Gattung *Hiatella* DAUDIN dienen. Wie Aufsammlungen subrecenter oder quartärer Gehäuse bei Resolute Bay (N. W. T.) vermuten lassen, bilden sich bei dieser Gattung offenbar unter polaren Extrembedingungen besonders dicke Schalen. Im valanginischen Abschnitt der Deer Bay Formation von Ellesmere Island (Reptile Creek) ist die durch dicke Schalen charakterisierte Gastropodenfamilie Amberleyidae durch eine *Helicacanthus*-Art (Taf. 1, Fig. 11) vertreten.

Über die Faunen der Glendonit führenden Schichten des Valangin stellten CAREY & AHMAD (1961) sowie KEMPER & SCHMITZ (1975) Betrachtungen an. Sie haben eindeutig den Charakter einer Kaltwasser-Gemeinschaft. Bedeutsam ist das Fehlen von Bivalven, wie Austern und Trigonien, die für die Larvenentwicklung wärmere Temperaturen benötigen. Ferner ist der Größenwuchs einiger Ammoniten- und *Buchia*-Arten auffällig. Dominierend sind *Buchia*-Arten (Taf. 1, Fig. 4–10), die oft durch Massenvorkommen vertreten sind. Es sind zahlreiche Arten und mehrere Entwicklungslinien bekannt. Die Arten und Gemeinschaften des Sverdrup-Beckens (JELETZKY 1965) sind mit denen der sibirischen Becken praktisch identisch. Weniger häufig, aber naturgemäß noch wichtiger sind die Ammoniten, von denen Vertreter der *Olcostephanidae* und der *Craspeditidae* vorhanden sind (KEMPER & JELETZKY 1979).

Eine Studie der Mikrofaunen der Christopher Formation wurde jüngst von SLITER (1981) veröffentlicht. In bezug auf Zusammensetzung und Habitus bestehen erstaunliche Ähnlichkeiten mit den entsprechenden Faunen des Niedersächsischen Beckens. Und in der Tat unterscheiden sich auch im Niedersächsischen Becken die Mikrofaunen jener Schichten, die Kaltzeiten entsprechen (Valangin, jüngstes Apt/frühes Alb), von den jeweils unter- oder überlagernden Schichten.

Das offensichtlich besondere Ablagerungsmilieu wurde aber mit zunehmender Wassertiefe, Sauerstoffdefizit und dergleichen erklärt. Die wirkliche Natur dieser Assoziationen wurde nicht erkannt. Jetzt kann kein Zweifel mehr bestehen, es sind Kaltwasser-Gemeinschaften, bei denen sich jedoch wieder andere Faktoren überlagern, die auf weit verbreitete Kaltwasser-Unterschichtung und regionalen Wasserauftrieb („upwelling“) zurückgehen.

Bei Betrachtung der valanginischen Faunen Nordwestdeutschlands und der Faunen von Deer Bay und Christopher Formation des Sverdrup-Beckens würde man eine wesentliche Eigenschaft der Kaltwasser-Faunen nicht erkennen, die an diesen Beispielen durch starke Absenkung und Überlagerung verloren gegangen ist, die Aragonit-Erhaltung. Unveränderte Kaltwasser-Faunen liefern Clansayes und frühes Alb Nordwestdeutschlands. Sie sind ausgezeichnet durch Perlmutter-Ammoniten und Porzellanschaler (*Dentalium*, Gastropoda, *Epistomina* u. a.), alle mit makelloser Erhaltung der aragonitischen Feinstrukturen.

Bei einer Betrachtung der arktischen Fauna kann eine interessante und auffällige Erscheinung nicht übergangen werden: die weiten Migrationen verschiedener Fossilgruppen vor allem in das jeweils südlicher gelegene Tierreich. Da sind zunächst die Buchien. Ihre Verbreitung im pazifischen Bereich erstreckte sich zwar weit nach Süden, für die nicht-pazifischen Gebiete (Nordkanada, Ostgrönland, Spitzbergen und Sibirien) können sie jedoch vor allem im Valangin als Charakterfossilien der hohen Breiten gelten.

Das änderte sich im späten Valangin. In den arktischen Becken blieb nur noch eine kleinwüchsige Relikt-Gruppe: *Buchia* des n. sp. aff. *inflata-bulloides*-Kreises (Taf. 1, Fig. 4, 5). Die größeren Arten, wie die *B. keyserlingi*-Gruppe (Taf. 1, Fig. 7–9), verschwinden aus den arktischen Becken und verbreiten sich stattdessen im eurasischen Borealgebiet und zwar bevorzugt in dessen wärmeren, südlichen Regionen, in denen tethyale Einflüsse feststellbar sind (Niedersächsisches Becken: Eisenerz von Salzgitter, Noricum-Kalksandstein von Bentheim). Diese Vorkommen sind hauterivisch (Taf. 2, Fig. 1–4).

Ein solches Verschwinden aus einem ursprünglichen Lebensraum mit anschließender Anpassung an entgegengesetzte Lebensbedingungen und langem Persistieren unter diesen neuen Bedingungen ist auch bei anderen frühkretazischen Fossilien festzustellen.

Als weiteres Beispiel einer auffälligen Südwanderung sind die Simbirskiten zu nennen. Sie sind nach KEMPER & JELETZKY (1979) ohne Zweifel bereits im Ober-Valangin der arktischen Becken aus den Polyptychitinae – aus *Ringnesiceras* (Taf. 2, Fig. 7) – hervorgegangen. Es sind aus dem Ober-Valangin und Unter-Hauterive der hohen Breiten mehrere Gattungen und Arten bekanntgeworden, während in Europa zwischen

dem Erlöschen der Polyptychitinae und dem ersten Auftreten der Simbirskitinae eine breite Lücke klafft.

Im Niedersächsischen Becken erscheinen seltene Vorläufer, vertreten durch die Gattung *Speetonicerus*, erst im späten Unter-Hauterive. Im Ober-Hauterive werden *Simbirskites*-Arten häufiger und zu brauchbaren Leitfossilien. STOLLEY (1935: 388) erkannte schon den Migrationscharakter des Auftretens und ahnte die Heimat: „Wer je die erstaunliche Fülle von Simbirskiten beobachtet hat, die an manchen Fundorten dicht gepackt übereinanderlagen, dem mußte der ausgesprochen arktisch-boreale Charakter dieser Ammonitenwelt klar zum Bewußtsein kommen.“ Die allmähliche Wanderung der Simbirskiten ist eindrucksvoll zu belegen: in Speeton tritt *Speetonicerus* eher auf und ist häufiger als im Niedersächsischen Becken.

Über die Ursache dieser Migrationen können nur Spekulationen angestellt werden. Die Aussüßung und Verlandung der arktischen marinen Sedimentationsräume kann nicht der Grund gewesen sein, denn die Wanderungen setzten schon lange vorher ein. Eher war es der Wandel zum wärmeren Klima, dem die Tiere nicht entweichen konnten. Sie mußten sich anpassen, und bei diesem Vorgang erfolgten offensichtlich auch Anpassungen an die im Gegensatz zu früher extremen Warmwasserbiotope, in denen sie anscheinend in Nischen Schutz vor Konkurrenten hatten und somit lange weiterleben konnten. Auch bei den Simbirskiten erfolgte die Eroberung neuer südlicher Lebensräume in zwei getrennten Regionen der Erde, wieder im Pazifik und in Eurasien. Die beiden resultierenden Stämme der Simbirskiten (man vergleiche z. B. RAWSON 1971 und IMLAY 1960) entwickelten sich völlig unabhängig voneinander und hatten abgesehen von den Ahnen keine Gemeinsamkeiten.

Abschließend sei noch kurz auf die borealen Polyptychitinae und die tethyalen Neocomitinae eingegangen. Die Polyptychitinae verschwinden in ihrem Hauptentfaltungsgebiet, der Nordsee und ihren kleinen Nebenmeeren, ganz allmählich mit der zunehmenden Erwärmung. Migrationen erfolgten sowohl in andere boreale bis hochboreale Becken (KEMPER & JELETZKY 1979) als auch bis in die Tethys (KEMPER, RAWSON & THIEULOY 1981). Zumindest bei den letzteren ist ganz klar, daß die migrierenden Arten im neuen Lebensraum des Südens länger persistierten als im Stammbereich. Ein langes Überleben ist von Tiefsee-Relikten bekannt. Bei den Polyptychitinae mag eine Abwanderung in größere Tiefen vorgelegen haben, doch zeigen andere Beispiele, wie das der Buchien, daß ein längeres Persistieren auch in Flachwasser-Biotopen möglich war.

Interessant ist das Verhalten der Neocomitinae, einer Gruppe der Perisphinctaceen, deren Heimat und Lebensraum das wärmere Wasser der flacheren Bereiche der Tethys waren. Im frühen Ober-Valangin kam es im Zusammenhang mit der Transgression zu Migrationsschüben in die borealen Becken. Ob die Transgression epeirogenetisch-tektonisch oder eustatisch, etwa in Zusammenhang mit einer „Zwischeneiszeit“ bedingt war, kann nicht sicher entschieden werden. Im Nie-

dersächsischen Becken fand eine Faunenmischung aus borealen und tethyalen Formen statt (KEMPER, RAWSON & THIEULOY 1981).

Im folgenden Zeitabschnitt, der deutlich regressive Tendenzen zeigt (Schüttung der Dichotomiten-Sandsteine im Westen des Niedersächsischen Beckens), erlebten die Dichotomiten s. l. ihre Blütezeit. Relikte tethyalen Herkunft sind zwar vorhanden, aber selten und unbedeutend. Dann folgte die große eustatische Spätvalangin-Transgression, die ihren Höhepunkt im frühen Hauterive (der Gliederung im Borealgebiet) erreichte und die durch die beginnende Warmzeit verursacht wurde. Die Dichotomiten verschwanden und wurden nun vollkommen von Gruppen der Neocomitinae ersetzt.

Wie neueste Erkenntnisse in Nordwestdeutschland zeigen, verlagerte sich das Entfaltungszentrum der Neocomitinae mit dem Temperaturanstieg von der Tethys in das Borealgebiet. Es setzte nun die schon mehrfach geschilderte Entwicklung ein, daß Restgruppen im alten Verbreitungsgebiet bleiben, jedoch selten und unbedeutend werden, während im neu eroberten Reich gleichsam ein neues Leben beginnt, für das hier stellvertretend nur die Gattung *Endemoceras* genannt sei. Von den neuen borealen Gruppen wurde erst ein kleiner Teil beschrieben (KEMPER, RAWSON & THIEULOY 1981).

Daß diese Entwicklung bisher unbekannt war, hat einen einfachen Grund: Neocomitinae waren Tiere des Flachwassers. Marginalsedimente des Valangin waren in Nordwestdeutschland aber kaum aufgeschlossen. Aufschlüsse existierten nur in den zentralen Beckenteilen, so daß uns das Bild der Beckenfazies mit ihren einseitigen Fossilgemeinschaften so lange irreführt hat. Ebenso deutlich wie die Ammoniten bestätigen auch die Änderungen der benthonischen Mikrofossilien den hier postulierten Klimaverlauf.

Schließlich sei noch erwähnt, daß sich auch die sedimentologischen Befunde gut in das Bild einordnen. Im Abschnitt Valangin-Hauterive zum Beispiel ist sowohl eine Zunahme des Karbonat- als auch des Eisengehaltes bei gleichzeitiger Aufhellung der Gesteinsfarbe festzustellen. Hatten die dunkelgrauen bis schwärzlichen Tonsteine des Unter- und des unteren Ober-Valangin nur minimale Karbonatgehalte, so kam es vom späten Valangin ab und vor allem im Hauterive im flacheren Wasser des Ostteiles des Niedersächsischen Beckens sogar zur Bildung von Kalksteinen, in anderen Beckenteilen zur Bildung von mittelgrauen Mergeltonsteinen.

Wie die oolithischen Eisenerze des Hauterive und Barrême verraten, war in dieser Zeit die Zufuhr von Eisenlösungen vom Festland besonders hoch. Auch im Westteil des Beckens kam es zur Bildung von Eisenerzen und eisenschüssigen Sandsteinen, so daß man das Hauterive als geologische „Eisenzeit“ bezeichnen kann. Die Sandsteine des Valangin (Bentheimer Sandstein, Dichotomiten-Sandstein u. a.) sind grundsätzlich verschieden, sie sind heller und frei von Eisenverbindungen. Sie sind offensichtlich unter kühl-humiden Klimabedingungen mit begrenzter Lösung von Eisenverbindungen entstanden.

6. DIE BEDEUTUNG DER KLIMASCHWANKUNGEN

Wie gezeigt wurde, haben Klimaschwankungen in der Unterkreide eine große Rolle gespielt. Diese Feststellung ist nicht nur allgemein interessant, sondern deswegen so eminent wichtig, weil die Temperatur der bedeutendste Umweltfaktor war, gleichsam der Primärfaktor, von dem die meisten anderen abhingen und gesteuert wurden. Man denke nur an das marine Strömungssystem, die Wassermassen, die Migrationen der Faunen etc. Die Unterschichtung der Ozeane mit kaltem Wasser führte zu weit verbreiteten Auftriebswassermassen („upwelling“) mit all den Folgen für Sedimentbildung („black shales“, Phosphoritbildung) und für die Phylogenie der Organismen (KEMPER 1983), um nur einiges zu nennen.

In Anbetracht der Schwierigkeiten, zu einer einheitlichen Gliederung der Schichtenfolgen in der Welt zu kommen, bleibt die Brauchbarkeit der Temperaturschwankungen als „events“ zu prüfen. Auch sie liefern im Hinblick auf die komplizierten isostatisch-eustatischen Folgewirkungen keine einfache Patentlösung, doch können sie bei Beurteilung und Kontrolle von Abgrenzungskriterien nützlich werden. Fest steht jedenfalls, daß die auf Temperaturanstieg zurückgehenden Grenzziehungen (Valangin/Hauterive und Unter-/Mittel-Alb) auf auffälligen Faunenwechseln beruhen. Diese erfolgen jedoch nicht schlagartig, sondern allmählich. Von den Übergängen abgesehen, sind es die verlässlichsten Abgrenzungen innerhalb der Unterkreide.

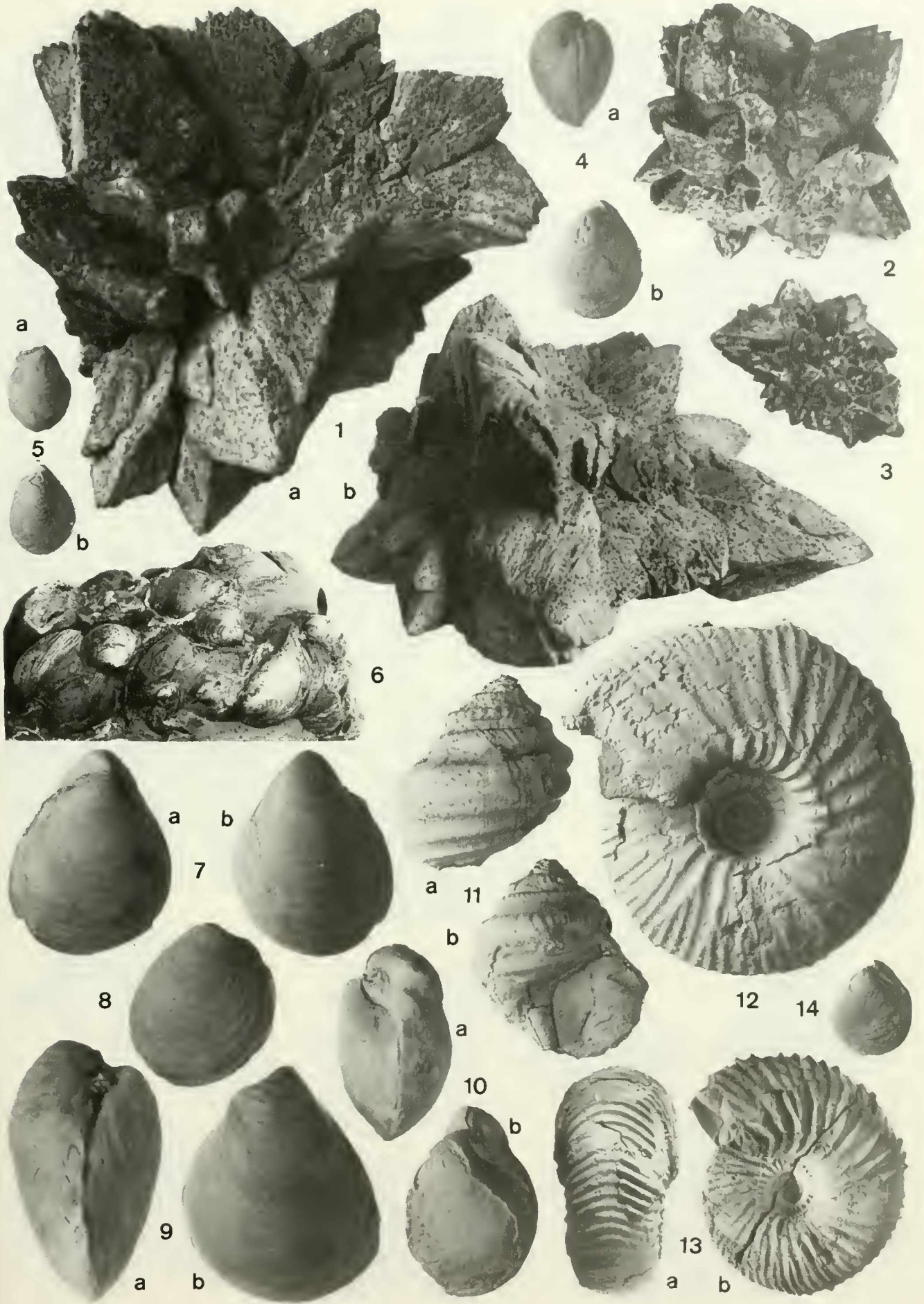
SCHRIFTENVERZEICHNIS

- CAREY, S. W. & AHMAD, N. (1961): Glacial marine sedimentation. – In: *Geology of the Arctic* (ed. G. O. RAASCH), II: 865–894; Toronto.
- DONN, W. L. & SHAW, D. M. (1977): Model of climate evolution based on continental drift and polar wandering. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 390–396, 7 Abb.; Washington.
- FRAKES, L. A. (1979): *Climates throughout Geologic Time*. – 1–310; Amsterdam (Elsevier).
- IMLAY, R. W. (1960): Ammonites of Early Cretaceous Age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast States. – *Geol. Surv. Prof. Paper 334-F*: 167–228, Abb. 34–36, Taf. 24–43; Washington.
- JELETZKY, J. A. (1965): Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia. – *Geol. Surv. Canada, Bull.* 103: 1–70, 4 Abb., 12 Taf.; Ottawa.
- KAPLAN, M. E. (1978): Kal'citovye pseudomorfozy v jurskich i niž-nemelovych otloženijach Severa vostočnoj Sibiri. – *Geologija i Geofizika*, 12, 1978: 62–70, 4 Abb., 2 Tab.; Novosibirsk. (Russ.).
- KEMPER, E. (Ed. 1983): *Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Versuch der vollständigen Analyse einer Schichtenfolge*. – *Geol. Jb. A* 65; Hannover. (Im Druck.)
- & JELETZKY, J. A. (1979): New stratigraphically and phylogenetically important *Olcostephanid* (Ammonitida) taxa from the uppermost Lower and Upper Valanginian of Sverdrup Basin, N. W. T. – *GSC-Paper 79-19*: 1–17, 9 Abb., 4 Taf.; Ottawa.
- & RAWSON, P. F. & THEULOY, J. P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of northwest Europe. – *Palaeontology*, 24 (2): 251–311, 8 Abb., Taf. 34–47; London.
- & SCHMITZ, H. H. (1975): Stellate Nodules from the Upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada. – *Geol. Surv. Can., Paper 75-1C*: 109–119, 17 Abb.; Ottawa.
- (1981): Glendonite – Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. – *Geol. Rundschau*, 70 (2): 759–773, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- OWEN, H. G. (1976): Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Cenozoic; *Phil. Transact. Royal Soc. London, math. and phys. Sciences*, vol. 281, No. 1303: 223–291, 18 Abb.; London.
- RAWSON, P. F. (1971): Lower Cretaceous Ammonites from North-East England: The Hauterivian genus *Sibirskites*. – *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology*, 20 (2): 27–86, 10 Abb., 12 Taf.; London.
- (1974): Hauterivian (Lower Cretaceous) ammonites from Helgoland. – *Geol. Jb., A* 25: 55–83, 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- SLITER, W. V. (1981): Albian Foraminifers from the Lower Cretaceous Christopher Formation of the Canadian Arctic Islands. – *Geol. Surv. Canada, Bull.* 300: 41–70, 15 Abb., Taf. 9–15; Ottawa.
- STOLLEY, E. (1935): Über ungewöhnliche Cephalopoden der nordwestdeutschen Unterkreide sowie über Heimat und Wanderung gewisser Gattungen und Arten und deren stratigraphischen Vergleich. – *Neues Jb. Miner. etc. Beil.-Bd.* 73, Abt. B, 1935: 384–403; Stuttgart.
- SUËSS, E., BALZER, W. et al. (1982): CaCO_3 Hexahydrate from Organic-Rich Sediments of the Antarctic Shelf: Precursors of Glendonites. – *Science*, 216: 1128–1131, 2. Abb.; New York.
- VAKHRAMEYEV, V. A. (1978): The climates of the Northern Hemisphere in the Cretaceous in the Light of Paleobotanical Data. – *Paleont. Jour.*, 1978 (2): 143–154, 4 Abb.; Moskau.

Tafel I

Alle Objekte sind in natürlicher Größe abgebildet und stammen aus dem oberen, valanginischen Abschnitt der Deer Bay Formation des Sverdrup Beckens (Kanada, NW-Territorien, arktisches Archipel). Es sind Fossilien und Aggregate des extrem kalten Wassers.

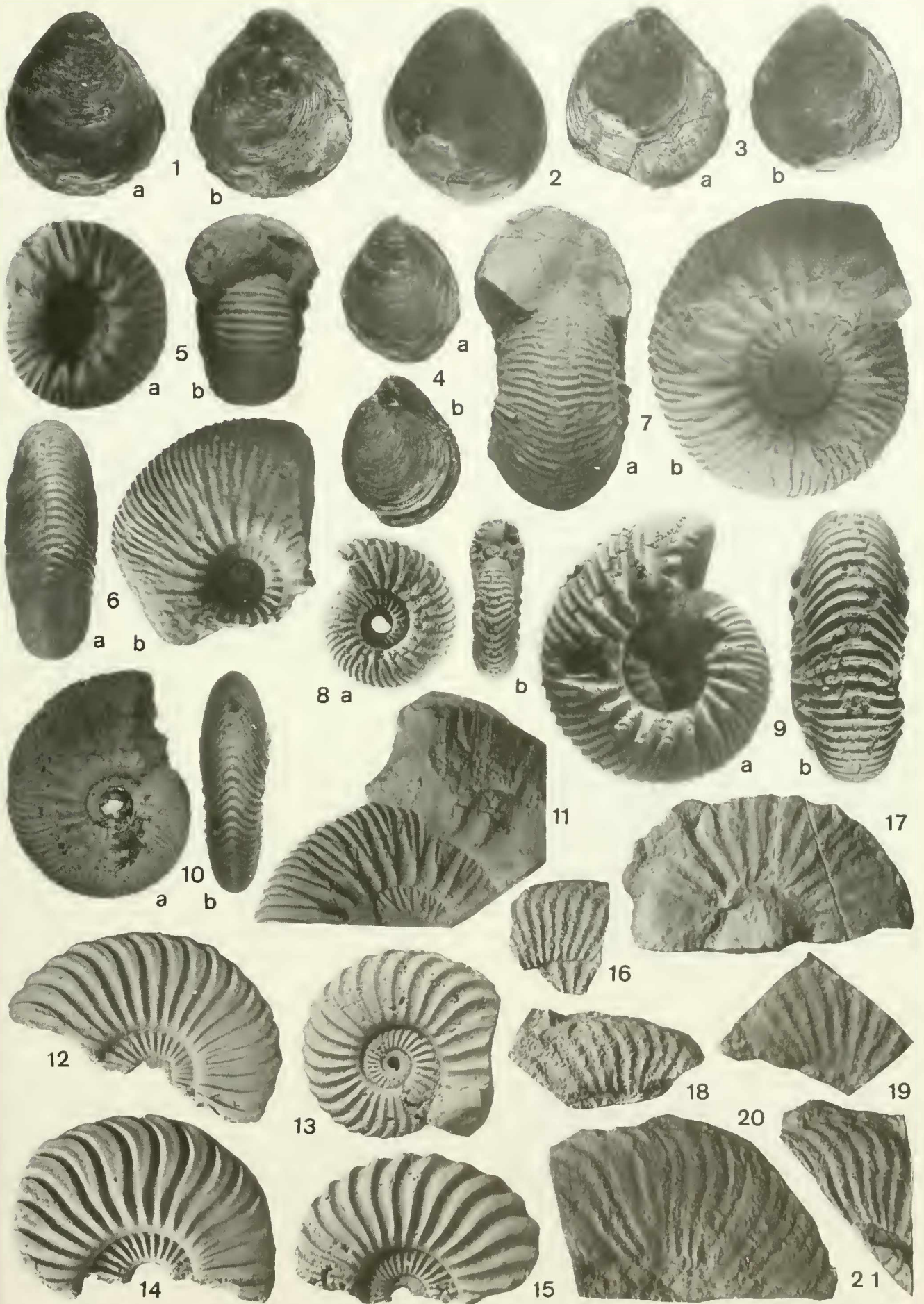
- Fig. 1–3: Glendonite („euhedral aggregates“, „stellate nodules“, „hedgehog-concretions“) in unterschiedlicher Größe und Ausbildung. Es sind Pseudomorphosen von Calcit nach CaCO_3 Hexahydrat (Suess et al. 1982). Fig. 1: Amund Ringnes Island. 1a: Ansicht von unten, 1b: von der Seite (Abflachung der Unterseite!). Fig. 2 u. 3: Ellef Ringnes Island (Westteil).
- Fig. 4, 5, 14: *Buchia* ex gr. *bulloides* – aff. *inflata* (TOULA) sensu JELETZKY. – Diese Gruppe kleinerer Buchien stellt die letzten Vertreter der Gattung im Sverdrup Becken. *Crassicollis*-Niveau des Ober-Valangin von Ellef Ringnes Island.
- Fig. 6: Die vorstehend genannten kleinen Buchien sind in manchen Lagen des jüngeren Ober-Valangin so häufig, daß sie nach Toneisensteinverbackung Knollen bilden. Amund Ringnes Island (NW-Teil).
- Fig. 7, 8: *Buchia keyserlingi* (LAHUS.). – Buchien dieser Gruppe migrierten im Laufe des Ober-Valangin in südliche Meere (vgl. Taf. 2, Fig. 1–4). Fig. 7: Axel Heiberg Island, Buchanan Lake Gebiet. Fig. 8: Rechte Klappe, Blackwelder Mountains, Ellesmere Island (Nordteil).
- Fig. 9: *Buchia* aff. *keyserlingi* (LAHUS.). – Fundort wie Fig. 8, oberstes Schichtpaket der Deer Bay Formation.
- Fig. 10: *Buchia crassicollis solida* (LAHUS.). – Auffällige Art des unteren Ober-Valangin mit Leitwert. Ellef Ringnes Island, Westteil.
- Fig. 11: *Helicacanthus* sp. – Eine Kaltwasser-Art der Gastropoden-Familie der Amberleyidae. Station Creek, unweit der Eureka-Wetterstation, Ellesmere Island.
- Fig. 12: *Siberiptychites stubendorffi* (SCHMIDT). – Diese Art gehört zu einem in der Jugend sehr fein berippten Stamm der Polyptychiinae, der sich in den arktischen Becken entfaltetete. Unter-Valangin. Amund Ringnes Island (NW-Teil).
- Fig. 13: „*Polyptychites*“ *rectangulatus* (BOGOSL.). – Diese Art ist ein anderer arktischer Vertreter der Polytychitinae. Sie zeigt noch deutlicher als Fig. 12 die feine Berippung der frühen Stadien wie sie bei arktischen Arten oft zu beobachten ist. Fundort und Stufe wie bei Figur 12.



Tafel 2

Alle Fossilien sind in natürlicher Größe abgebildet. Es sind Migrationsformen oder -gruppen.

- Fig. 1–4: *Buchia* aff. *keyserlingi* (LAHUS.). – In NW-Deutschland wurden sie bisher im Noricum-Kalksandstein des Emslandes und im Eisenerz von Salzgitter (die hier abgebildeten Exemplare, leg. WIEDEFROTH) beobachtet. Sie erscheinen demnach in Europa in Warmwasser-Ablagerungen des frühen Hauterive, nachdem sie vorher im Valangin die kalten Polarmeere bewohnt hatten.
- Fig. 5: *Polyptychites keyserlingi* (NEUM. & UHL.). – Unter-Valangin. Bückeberg.
- Fig. 6: *Prodichotomites ivanovi* (ARISTOV). – Ober-Valangin. Ottensen b. Stadthagen.
P. keyserlingi und *Prod. ivanovi* sind Gruppen der Polyptychitinae, die in Mitteleuropa entstanden, im Valangin aber bis in die arktischen Becken vordrangen.
- Fig. 7: *Ringnesiceras* (*Ringnesiceras*) *amundense* KEMP. & JEL. – Tiefes Ober-Valangin. Amund Ringnes Island (NW-Teil). Diese arktische Art steht an der Wurzel der Simbirskitinae. Die erste Phase der Entwicklung der Simbirskitinae fand in der Arktis statt. In Europa traten sie erst im späten Unter-Hauterive auf. Es werden hier einige Arten aus dem Ober-Hauterive von Helgoland abgebildet (Photos und Genehmigung von Dr. P. F. RAWSON):
- Fig. 8: *Simbirskites* (*Spectoniceras*) *inversum* (PAVL.)
- Fig. 9: *Simbirskites* (*Simb.*) cf. *decheni* (ROM.)
- Fig. 10: *Simbirskites* (*Craspedodiscus*) *phillipsi* (ROM.)
- Fig. 11: *Simbirskites* (*Milanowskia*) *helgolandicus* RAWSON.
- Fig. 12–15: *Leymeriella tardefurcata* (LYM.). – Unter-Alb, Fig. 12: Altwarmbüchen; Fig. 13–15: Immensen, östlich von Lehrte.
- Fig. 16–21: *Leymeriella* sp. sp. – Bruchstücke von Gehäusen dieser Ammoniten-Gattung aus bläulichen *Leymeriella*-Kalken des Kolah-Qazi-Gebirges südlich von Isfahan (Zentraliran). Diese bläulichen Kalke trennen einen älteren von einem jüngeren Orbitolinen-Kalk und repräsentieren Sedimente einer kühleren Phase, der claysayesisch-frühalbischen Kaltzeit. Die *Leymeriella*-Arten sind praktisch identisch mit denen des Niedersächsischen Beckens und anderer Gebiete Eurasiens (siehe Fig. 12–15 dieser Tafel).



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zitteliana - Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Histor. Geologie](#)

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: [10](#)

Autor(en)/Author(s): Kemper Edwin

Artikel/Article: [Über Kalt- und Warmzeiten der Unterkreide 359-369](#)