"Schistes-lustrés"-Ablagerungen der Tethys

Autor(en): **Isler, Alfred / Panti, Nikola**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **73 (1980)**

Heft 3

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-164990

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 73/3	Seiten 799-822	8 Textfiguren und 2 Tafeln	Basel, November 1980

«Schistes-lustrés»-Ablagerungen der Tethys

Von ALFRED ISLER[1]) und NIKOLA PANTIĆ[2])

«Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?» (STEINMANN 1925)

ABSTRACT

Typical "Schistes lustrés" complexes are nonfossiliferous to poorly fossiliferous and consist of mainly argillaceous to sandy to calcareous sediments, deposited under or near the *CCD* or *ACD*. These sedimentary rocks can be totally unmetamorphosed but also strongly metamorphosed.

Their great variability is reflected in a lot of different terms, e.g. Bündnerschiefer, Calciscisti, black shales or "блестающчы сланци" and has led to numerous unproven interpretations as basement rocks, paleozoic to precambrian schistes, etc. To avoid further confusions, worldwide use of the term "Schistes lustrés" is emphasized (like the generally accepted terms "Flysch" and "Molasse").

Furthermore, the present paper shows, that the "Schistes lustrés" embody an important link of a general cycle, which converts continental crust into oceanic crust and back to continental crust (Oceanogenesis - Orogenesis - Continentogenesis). The paper combines results of modern field investigations and deep sea research with the more ancient but ingenious ideas of E. Argand, M. Bertrand, G. Steinmann and others.

1. Einleitung

Die im Bereich der Zentral- und Westalpen (Länderdreieck Schweiz, Italien, Frankreich) definierten Schistes lustrés (= Bündnerschiefer = Calciscisti) zeichnen sich vor allem durch ihre Fossilarmut, Monotonie und mehr oder weniger starke Metamorphisierung aus. Entsprechende Schieferserien sind jedoch nicht nur auf das erwähnte Gebiet beschränkt, sondern treten - unter den verschiedensten Bezeichnungen - im ganzen Tethysbereich sowie auch ausserhalb desselben auf (vgl. u.a. BLUMENTHAL 1963, MILANOVSKI & KHAIN 1963, GANSSER 1973, STEINMANN 1910, 1923, BRUNN 1961).

Die generelle Fossilarmut, die oft starke Tektonisierung und Metamorphisierung sowie ausgeprägte, lokale Fazieswechsel erschweren die Aufgliederung dieser Serien erheblich. In einzelnen Gebieten - z.B. in Kleinasien und auf der Balkanhalbinsel - fehlt zudem häufig eine lithologisch markante Trias, die andernorts wenigstens eine eindeutige Abtrennung der mesozoischen Schistes lustrés von zum Teil ähnlich ausgebildeten, paläozoischen Gesteinen erlaubt.

Vor allem mit palynologischen Untersuchungsmethoden (Datierungen mit Hilfe von Sporen, Pollen, Dinoflagellaten, Hystrichosphären), aber auch mit Hilfe von Radiolarienbestimmungen usw. gelang nun in den letzten Jahren vermehrt der lokale Nachweis und zum Teil auch eine Gliederung dieser weltweit und grösstenteils im tiefmeerischen Bereich abgelagerten Serien. Entsprechende lokale Resultate

[1]) Geologisches Institut der ETH, 8092 Zürich (Schweiz).

[2]) Geoloski zavod Univerziteta, Kamenička 6, 11000 Beograd (Jugoslawien).

zeitigten in der Folge auch bereits einschneidende Konsequenzen für grosstektonische Interpretationen. Als Beispiel hierfür seien die Gebiete der Balkanhalbinsel und Kleinasiens angeführt, wo die seit alters postulierten Massive (Fig. 1*a*) als «präherzynisch überprägte Massive», als «archaische Kerne resp. Massive» (SUESS 1885, MOYSISOVIĆ 1880), als «vor dem Perm verfaltetes Gebirge» oder gar als «trazisch-anatolische Platte resp. Mikrokontinent» (BONČEV 1978, Fig. 1*b*) bis in die jüngste Zeit hinein überdauerten.

Neuere paläontologische Daten aus dem Ostrodophen-Massiv, dem serbomazedonischen Massiv, dem Godeanu-Massiv und dem Menderes-Massiv zeigen jedoch eindeutig, dass es sich bei den in diesen «alten Massiven» aufgeschlossenen, Schistes-lustrés-artigen Sedimenten zum Teil auch um mesozoische bis alttertiäre Ablagerungen handelt (BOYANOV & TRIVONOVA 1978; MARATOS & ANDRONOPOULOS 1967; PANTIĆ 1973, 1975; GHERASI et al. 1973; DÜRR 1976 u.a.) und nicht ausschliesslich um bereits präalpin konsolidiertes Basement. Ein Teil der «alten Massive» muss deshalb als mesozoisch-tertiäre Ozeantröge gesehen werden, wodurch eine völlig neue Ausgangslage vor allem für plattentektonische Konzepte geschaffen wird.

Die Datierung und Erforschung typischer Schistes-lustrés-artiger Sedimente scheint uns deshalb wichtig und dringlich. Denn ohne gründliche Kenntnisse der Alter und Verbreitung dieser Sedimente, die nur zum Teil zusammen mit Ophiolithen auftreten, bekommen wir kein korrektes Bild der jeweiligen Verteilung der ozeanischen Gebiete.

2. Lithologische und paläontologische Charakterisierung der Schistes-lustrés-artigen Sedimentserien

Schistes-lustrés-artige Gesteinsserien wirken in ihrer Gesamtheit oft monoton, obwohl sie im Detail sowohl lithologisch als auch in bezug auf ihre Metamorphisierung stark variieren. Sie repräsentieren, besonders im Gebiete der Tethys, einen wichtigen Zeitabschnitt in der Entwicklung der Erdkruste. Entsprechende Serien sollten daher in Zukunft im ganzen alpin-himalayischen Bereich - und auch ausserhalb desselben - unter einem einheitlichen Namen, nämlich als *Schistes lustrés*, beschrieben werden.

Der Name «Schistes lustrés» soll dabei - wie «Flysch» und «Molasse» - eine weitgespannte Fazies bezeichnen und umfasst daher ein breites lithologisches Spektrum, das zudem sowohl in unmetamorphem als auch stark metamorphisiertem Zustande vorliegen kann. Aus historischen Gründen wurde auf eine Wortneuschöpfung verzichtet, obwohl der Name «Schistes lustrés» nicht immer zutrifft, da entsprechende Gesteine nicht unbedingt schiefrig und glänzend sein müssen!

Nachfolgend sei eine allgemeine Charakterisierung dieses Ablagerungstyps gegeben (vgl. auch HEIM 1891, TRÜMPY 1960).

A. Lithologische Charakteristika

Unter dem Begriffe «Schistes lustrés» werden mehr oder weniger mächtige, marine Sedimentserien zusammengefasst, die in ihrer jeweiligen lithologischen

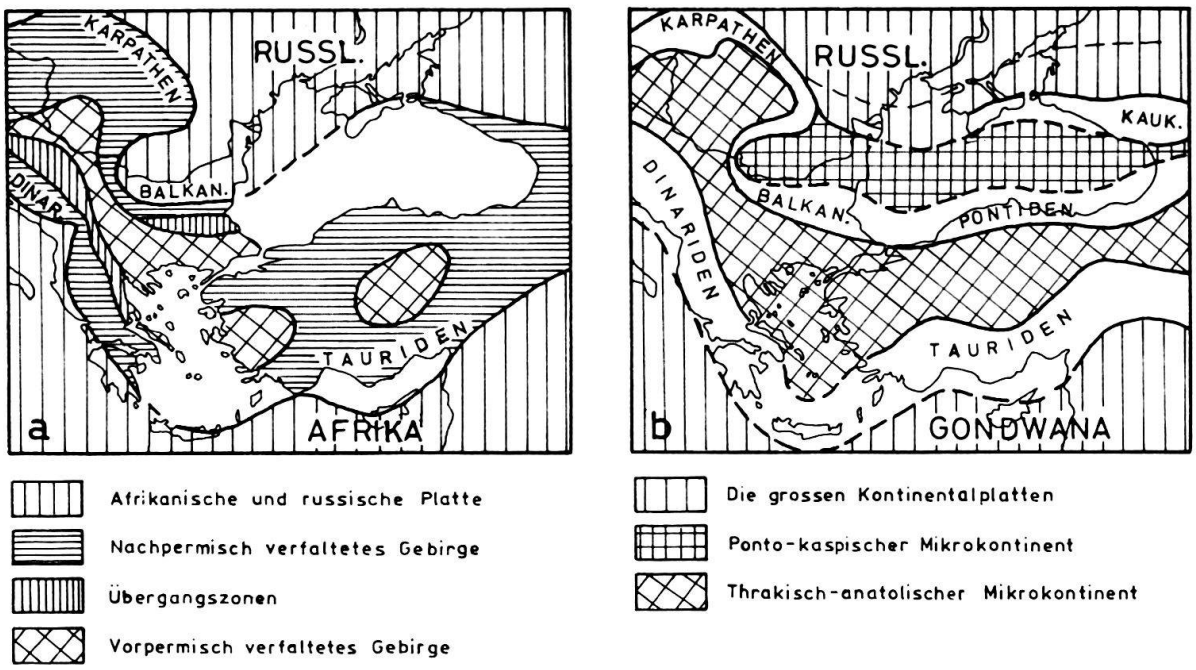


Fig. 1. Die sog. Massive als unveränderte Bestandteile älterer und neuester tektonischer Konzepte (*a* nach CVIJIĆ 1924 in DIMITRIJEVIĆ & GRUBIĆ 1977; *b* nach BONČEV 1978).

Zusammensetzung stark variieren und sehr fossilarm sind. Diese Abfolgen umfassen vor allem tonig-kalkig-sandige Sedimente, die unmetamorph bis stark metamorph sein können und bei denen hell- und dunkelgraue, braune und schwarze Farbtöne dominieren. Sie umfassen sämtliche Mischglieder zwischen Tonsteinen und reinen Kalken (Mergel, «Kalkphyllite» usw.) sowie alle Übergänge zwischen sandigen Ton- und Kalksteinen und Kieselkalken, Sandkalken oder Quarzsandsteinen. Untergeordnet können ferner auch Brekzien, Konglomerate und Radiolarite auftreten. Durch Metamorphoseeinwirkung entstehen aus diesen Gesteinsassoziationen Marmore, «Kalkgneise», Glimmermarmore, glimmerige «Kalkphyllite», Chloritoidschiefer mit Feldspat, Zoisit und Epidot, Granatphyllite, biotit-, disthen-, staurolith- und hornblendeführende Schiefer, Albitquarzite, Quarzitschiefer und -gneise usw.

Erwähnenswert sind zudem die Ophiolithe und ophiolithartigen Gesteine (Gabbros, Serpentinite, Prasinite u.a.), die lokal die Basis dieser Schistes-lustrés-Ablagerungen bilden oder als linsen- bis lagenförmige Einschaltungen innerhalb derselben auftreten (atypische Ophiolithe).

Entsprechende Schistes-lustrés-Ablagerungen sind nicht nur im jetzigen Kontinentalbereich weit verbreitet, sondern wurden beispielsweise in Form von dunklen Tonen, siltigen oder karbonatischen Tonen, tonigen Kalken usw. auch im Atlantik erbohrt (EVING & HOLLISTER 1972, HAYS & PIMM 1972, BERNOULLI & JENKYNS 1974 u.a.).

B. Paläontologische Charakteristika

Schistes-lustrés-artige Sedimentserien zeichnen sich durch eine generelle Armut an Mikro- wie auch an Makrofossilien aus. Entsprechende Serien konnten deshalb

selbst in geologisch gut erforschten Gebieten, wie z. B. den Zentral- und Westalpen, noch nicht oder nur bedingt datiert werden.

Der Mangel an Fossilien scheint dabei primärer Natur, und das weitgehende Fehlen von kalkschaligen Mikrofossilien geht, obschon diese Formen leicht umkristallisieren, kaum nur auf Metamorphoseeinflüsse zurück (vgl. HIGGINS 1964, BIANCONI 1965, RAGUIN 1930, ELLENBERG 1958).

Die in den Schistes-lustrés-artigen Sedimenten gemachten Fossilfunde sowie deren Verteilung und Bedeutung können wie folgt zusammengefasst werden:

a) Makrofossilien

Makrofossilreste treten lediglich sporadisch auf und sind meist nur schlecht erhalten. Sie konzentrieren sich vor allem auf die basalen Schichten der erwähnten Gesteinsserien, die die Vorläufer der wirklich typischen Schistes lustrés darstellen und den Beginn der nachfolgenden, raschen Einsenkung des Troges markieren. Anderseits finden sie sich auch in den randlichen, untief bleibenden Bereichen der einzelnen Tröge. Gute Beispiele für diesen Sachverhalt bildet die Verteilung der Funde in den Schistes lustrés der Westalpen (CONTI 1953, LEMOINE 1959 u. a.), der Zentralalpen (HEIM 1891, NABHOLZ 1945, A. Uhr, mündl. Mitt.) und des Kaukasus (MILANOVSKY & KHAIN 1963, ZESASHVILI 1971).

Unter den gemachten Funden finden sich Belemniten, Bivalven (Gryphaen usw.), Crinoidenreste, Gastropoden, vereinzelte Ammoniten sowie zweifelhafte Korallen (HEIM 1891, A. Uhr, mündl. Mitt.).

b) Mikrofossilien

Für die Datierung der auch an Mikrofossilien äusserst armen Schistes-lustrés-Komplexe erwiesen sich vor allem die Palynomorphen (Sporen, Pollen, Dinoflagellaten) als nützlich. Neben diesen sind hauptsächlich Radiolarien und gegebenenfalls Conodonten von Bedeutung.

Sporen, Pollen und Dinoflagellaten sind aus einem speziellen organischen Material, dem Sporopollenin, aufgebaut und zeigen eine aussergewöhnliche Resistenz gegenüber Auflösungsprozessen und Metamorphoseeinflüssen. Sie bilden deshalb meist die besten stratigraphischen «Nivellierinstrumente» innerhalb der ja häufig metamorphisierten Schistes-lustrés-Komplexe. Natürlich erlauben die vergleichsweise ebenfalls sehr dürftigen Spektren und der im allgemeinen relativ schlechte Erhaltungszustand der einzelnen Formen (Transportschäden, Inkrustation mit Pyrit, teilweise Inkohlung) keine feinstratigraphische Gliederung. Dass entsprechende Untersuchungen dennoch gute Gesamtresultate erbringen, sei jedoch am Beispiel der Tafel 1 aufgezeigt (vgl. auch PANTIĆ 1973, 1975, CORNA 1972, PANTIĆ & GANSSER 1977, PANTIĆ & ISLER 1978).

Reichere und besser erhaltene Spektren stellen sich jeweils mit zunehmender Annäherung an pollen- und sporenliefernde Landflächen ein, d. h. in der Nähe von bewachsenen Inselrücken und an Kontinental- bzw. Mikrokontinentalrändern. So finden sich beispielsweise in den Sedimenten der Südalpen (Majolica, Scaglia usw.) äusserst reichhaltige und gut konservierte Palynomorphenspektren (HOCHULI, in

WEISSERT et al. 1979 und mündl. Mitt.), obwohl dieselben ebenfalls in tieferem Wasser abgelagert wurden.

Radiolarien: Innerhalb oder an der Basis von Schistes-lustrés-artigen Serien sind stellenweise Radiolarite sowie radiolarienführende Schiefer eingeschaltet.

Mit Hilfe mikropaläontologischer Präparationsmethoden gelang es bereits 1959, aus zentralalpinen Schistes lustrés Einzelstücke der Gattung *Dichtiomitra* sowie weitere, leider nicht näher bestimmbare Formen zu isolieren (BOLLI & NABHOLZ 1959). Wesentlich bessere und damit natürlich auch aussagekräftigere Radiolarienspektren (mit *Dichtiomitra, Lithomitra, Stichocapsa, Zonosphaera* usw.) wurden später aus Schistes-lustrés-artigen Gesteinen des Ostrodophen-«Massivs» bekannt (BOYANOV & LIPMANN 1973, LIPMANN & BOYANOV 1976, BOYANOV & TRIVONOVA 1978 u. a.), die damit als Oberjura bis Unterkreide datiert werden konnten.

Auch neuere amerikanische Untersuchungen (PESSAGNO 1977 u. a.) bestätigen die Brauchbarkeit der Radiolarien als Altersindikatoren in entsprechenden Gesteinsserien, und die dabei neuentwickelten, spezifischen Präparationsmethoden (PESSAGNO & NEWPORT 1972, DE WEVER & RIEDEL 1979) lassen in dieser Richtung vermehrt gute Resultate erhoffen.

Conodonten: In Gebieten, in denen bereits im Laufe der Trias Schistes-lustrés-artige Sedimente zur Ablagerung gelangten, erwiesen sich auch die Conodonten als gute Altersindikatoren.

Entsprechende Datierungen gelangen unter anderem im Kopaonik-Gebirge in Serbien und im bulgarischen Strandža-Gebirge (CATALOV et al. 1972).

Übrige Mikrofossilien: Neben den erwähnten Gruppen finden sich zuweilen Spongiennadeln, Bryozoen-, Bivalven- und Gastropodenbruchstücke, Ostracoden und in Ausnahmefällen auch Foraminiferen, Calpionellen sowie Coccolithen. Reste der drei letztgenannten Gruppen überdauerten im allgemeinen nur in den flacheren, weniger eingetieften Randzonen der Schistes-lustrés-Tröge, und die am Übergang Schistes lustrés-Flysch gemachten Foraminiferenfunde signalisieren in analoger Weise einen sich mindestens lokal stark verflachenden Sedimentationsbereich.

3. Die Ablagerungsräume der Schistes-lustrés-artigen Sedimentserien

A. Grundlegende Gedanken zur Beurteilung fossiler Sedimentationsräume

Bei fossilen, marinen Sedimentationsräumen interessieren stets auch Angaben bezüglich der Tiefe des damaligen Meeres. Solche Angaben beruhen durchwegs auf aktualistischen Vergleichen und stützen sich vor allem auf tiefenfixierte Lebensgemeinschaften und Gesteinstypen (Algen, Oolithe usw.).

Gerade im Falle der Schistes-lustrés-artigen Ablagerungen, in denen auswertbare Fossilien ja weitgehend fehlen, ist eine genauere Beurteilung der Wassertiefen schwierig. Auch die in solchen Fällen für paläobathymetrische Angaben oft verwendeten Aragonit- und Calcit-Kompensationsniveaus *(ACD* und *CCD)* helfen nicht weiter. Wie neuere Untersuchungen zeigen, variieren diese Kompensationstiefen nämlich von Ort zu Ort erheblich. Für die *CCD*-Grenze bewegen sich die heutigen Tiefenwerte zwischen 3000 m und 5500 m, für die *ACD*-Grenze gar zwischen 500 m(!) und 3400 m (BERGER 1968, BERGER & WINTERER 1974, BERGER 1978).

Diese beträchtlichen Unterschiede gehen auf das komplexe Zusammenspiel verschiedener, zum Teil nur wenig bekannter Faktoren zurück (siehe BERGER & WINTERER 1974) und lassen eine Übertragung der Kompensationstiefe von einer Region auf eine andere - und damit auch entsprechende, vergleichbare Schlüsse - nur bedingt zu. Gleichzeitig wurden auch langzeitliche Schwankungen des Calcit-Kompensationsniveaus nachgewiesen (VAN ANDEL 1975, LECLAIRE et al. 1976), d.h., die entsprechenden Durchschnittswerte lagen z.B. in der Mittleren Kreide beträchtlich höher (Fig. 2).

Diese Sachverhalte zeigen deutlich, dass *CCD* und *ACD* bei unserem heutigen Wissensstand noch nicht zu einer genaueren Fixierung von Wassertiefen verwendet werden können.

Das Beispiel führt auch eindrücklich vor Augen, dass die heute gemessenen und beobachteten Daten nicht ohne weiteres unverändert auf die Vergangenheit übertragen werden können. Die heute beobachteten Sachverhalte sind nämlich oft mit Faktoren gekoppelt, die in der Jetztzeit zwar mehr oder weniger konstant erscheinen (z.B. Sauerstoffgehalt der Atmosphäre, Ausgestaltung der Klimagürtel usw.), jedoch über geologische Zeiträume hinweg sicher variierten. Wir können deshalb rezente Daten und Prozesse nur dann direkt auf die Vergangenheit übertragen (aktualistisches Prinzip bzw. direkter Aktualismus), wenn wir die zeitlichen Variationen dieser, im Jetztzustand konstant wirkenden Parameter ebenfalls kennen, d.h. bereits eine klare Vorstellung über den bestimmenden Gesamtrahmen jener Epoche besitzen. Wir sollten deshalb in Zukunft darnach trachten (natürlich unter Mitverwendung des direkten Aktualismus), möglichst viele Elemente einer einzelnen Zeitepoche

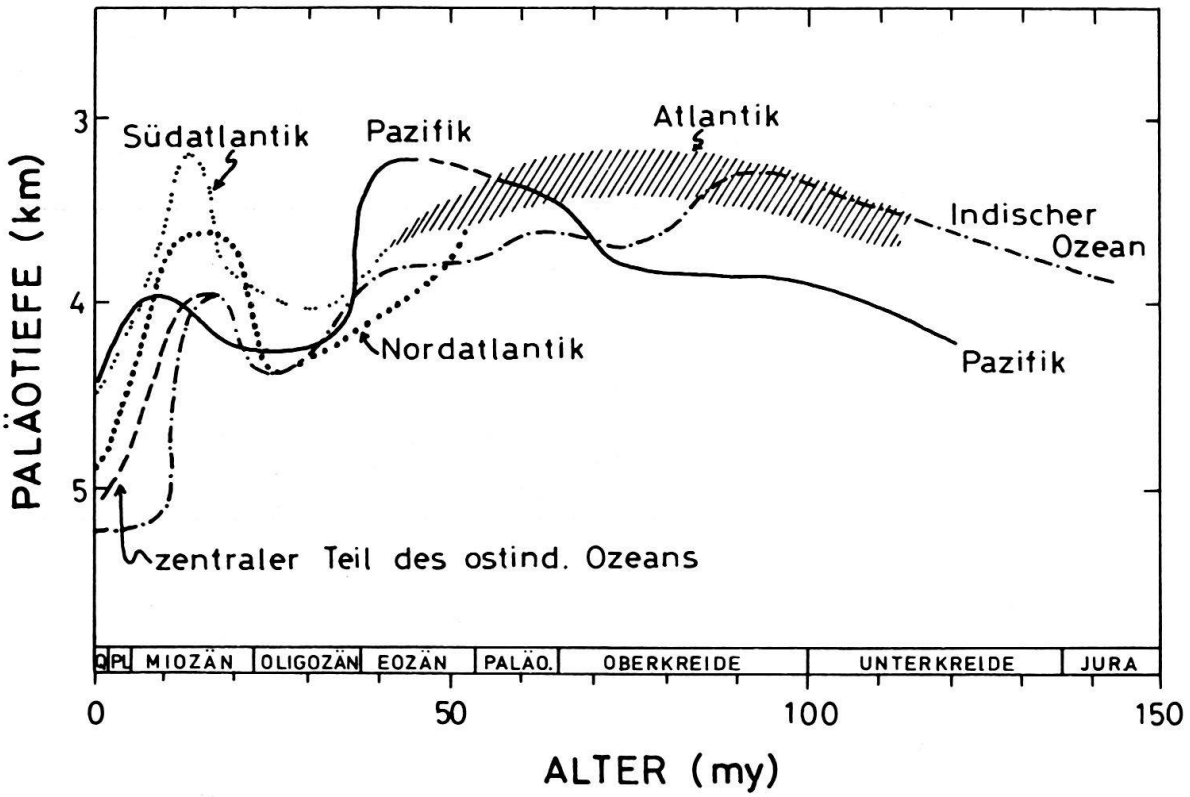


Fig. 2. Die langzeitlichen Schwankungen des Calcit-Kompensationsniveaus (nach VAN ANDEL 1975).

untereinander zu verknüpfen, um damit zu einem in sich verankerten Bild der damaligen Umwelt zu gelangen. Selbstverständlich werden wir dabei auch auf Vorgänge stossen, die unter damaligen Verhältnissen ablaufen konnten, unter den momentanen, veränderten Bedingungen jedoch nicht stattfinden, d.h. für die sich kein aktualistisches Gegenstück finden wird!

Dieses Prinzip, das einen mobilistischen, mit der historisch-geologischen Entwicklung mitgehenden Aktualismus empfiehlt, möchten wir Histoaktualismus nennen.

B. Ablagerungsmilieu und Alter von Schistes-lustrés-artigen Sedimentserien

Die charakteristische Fossilarmut der Schistes-lustrés-artigen Ablagerungen sowie die häufige Vergesellschaftung dieser Sedimente mit Ophiolithen, die zum Teil echte ozeanische Krustenrelikte repräsentieren, deuten auf ein pelagisches Ablagerungsmilieu hin.

Die Ophiolithe allein, besonders wenn sie atypisch ausgebildet sind, implizieren dabei noch keineswegs auch gleich beträchtliche Wassertiefen, da entsprechende Bildungen auch in seichteren Gebieten, z.B. im Bereiche von vulkanischen Inselbögen und Rücken, auftreten können (vgl. Fig. 3).

Auch eventuell auftretende Hardgrounds liefern keine sicheren Tiefenhinweise, da dieselben in recht unterschiedlichen Wassertiefen gebildet werden können (vgl. z.B. FISCHER & GARRISON 1967).

Die wenigen bis heute gefundenen Mikrofossilien gestatten leider ebenfalls keine sichere Angabe der Tiefe der Schistes-lustrés-Meere, da die kümmerliche Fauna entweder planktonisch lebte (Radiolarien, Dinoflagellaten, Acritarchen) oder, wie auch die Pollen und Sporen, durch Meeresströmungen eingeschwemmt wurde. Sie bestätigen jedoch, dass die Schistes lustrés in einem mehr oder weniger offenen Meere abgelagert wurden. In dieses Bild passt auch die überwiegend ruhige, meist azyklische und arhythmische Sedimentation dieser Ablagerungen, die sich dadurch recht deutlich von den Sedimenten des Flyschs unterscheiden und auf ein generell wenig akzentuiertes Relief der Trogböden hinweisen.

Eindeutige, wenn auch relative Tiefenwerte erhält man jedoch, wenn man die Schistes lustrés in Beziehung zu den mit ihnen assoziierten, gleichaltrigen Sedimen-

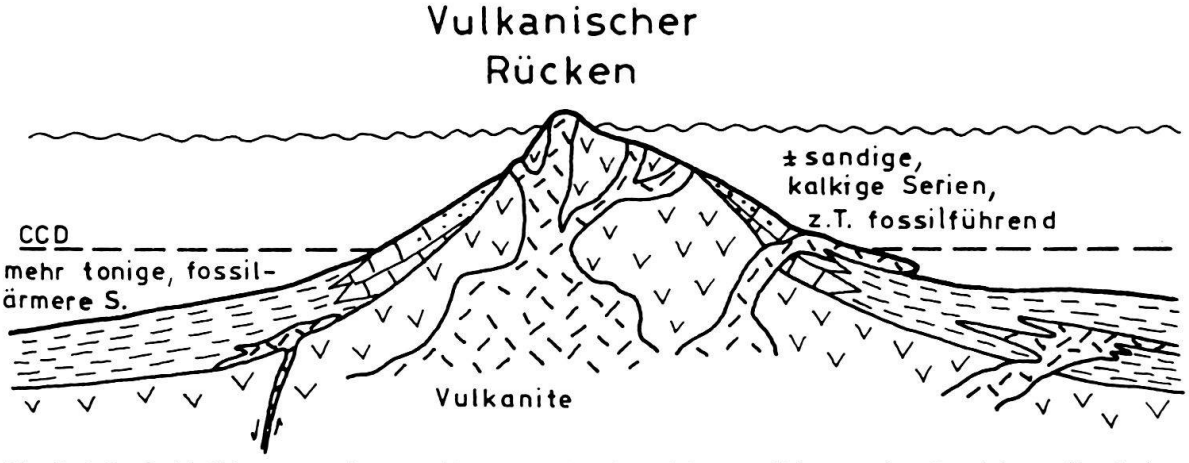


Fig. 3. Mit Ophiolithen assoziierte Schistes lustrés als seichtere Bildungen im Bereiche vulkanischer Rücken.

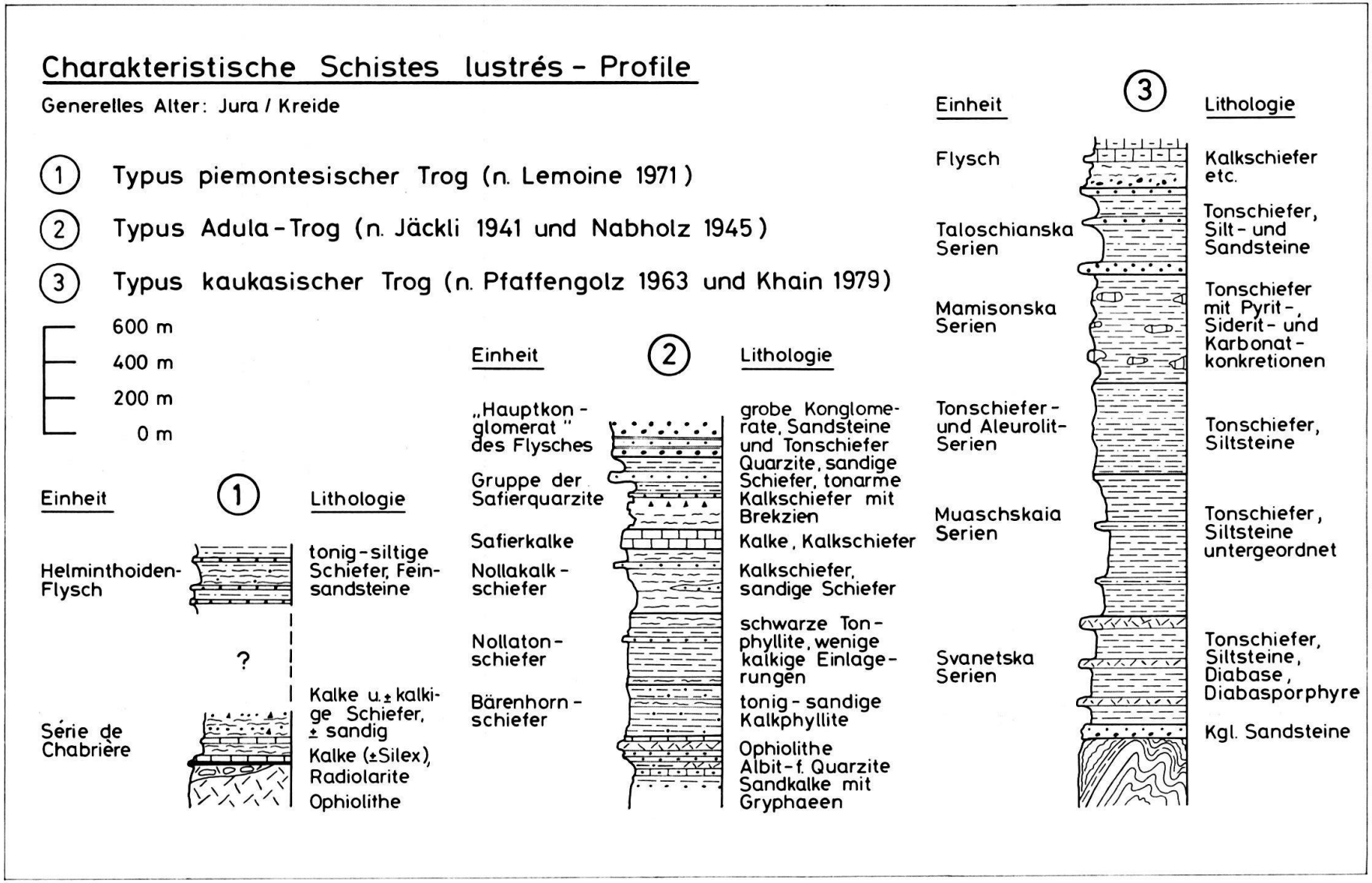


Fig. 4. Schistes-lustrés-Typusprofile aus dem piemontesischen, dem kaukasischen und dem Adula-Trog.

ten bringt. Es zeigt sich dann klar, dass die Schistes lustrés stets die tiefsten und zugleich landferneren Teile des gesamten Ablagerungsraumes repräsentieren. So weisen z.B. die südalpinen Sedimente des Ammonitico-rosso-, des Majolica- und des Scaglia-Typs, die als pelagische Ablagerungen eines Kontinentalrandes interpretiert wurden (vgl. u.a. BERNOULLI & JENKYNS 1974), noch erheblich grössere Fossilgehalte auf als die entsprechenden, gleichaltrigen Schistes-lustrés- und bündnerschieferartigen Ablagerungen. Dies trifft insbesondere auch auf den Gehalt an Palynomorphen zu (vgl. WEISSERT et al. 1979, PANTIĆ & GANSSER 1977, PANTIĆ & ISLER 1978, PANTIĆ & ISLER, in Vorb.), der von allfälligen Umkristallisationen weitgehend unabhängig ist. Zudem treten in den erwähnten lithologischen Einheiten keinerlei Ophiolithe auf.

Allerdings können auch Schistes-lustrés-Ablagerungen lokal einen etwas besseren Fossilinhalt aufweisen (vgl. Kap. 2B). Die entsprechenden Komplexe stellen jedoch Übergangsschichten dar, d.h., sie repräsentieren die seichteren, nahe den Trogrändern oder von Schwellen (s. Tf. 2) gelegenen Bereiche sowie das Initialstadium der Trogabsenkung.

In den übrigen Teilen des Troges dagegen sind kalkschalige Fossilien normalerweise völlig aufgelöst *(ACD* und *CCD!)*, und in den tiefsten Bereichen finden sich höchstens noch wenige Radiolarien und Palynomorphen.

Die lateralen und vertikalen Übergänge in die eigentlichen Schistes lustrés erfolgen dabei kontinuierlich, wobei der Fossilgehalt sukzessive zurückgeht und die Schistes-lustrés-artigen Schiefer zunehmen (vgl. dazu HEIM 1891, S. 288ff.; NABHOLZ 1948).

Zahlreiche Schistes-lustrés-Vorkommen des Tethysbereiches weisen ein jurassisches und/oder kretazisches Alter auf (vgl. CARON 1977, HEIM 1891, NABHOLZ 1945, PANTIĆ & GANSSER 1977, CORNA 1972 u.a.). Gleichartige Gesteinsserien gelangten jedoch mit Sicherheit auch schon im Paläozoikum oder noch früher zur Ablagerung (GRUBIĆ & ERCEGOVAC 1975 u.a.).

C. Grundtypen von Schistes-lustrés-Trögen bzw. Ablagerungen

Die während der jurassisch-kretazischen Periode im alpin-himalayischen Bereich entstandenen Schistes-lustrés-Tröge lassen sich grob in drei Gruppen gliedern, die wie folgt charakterisiert werden können (vgl. Fig. 4 und Tf. 2):

a) Schistes lustrés mit semikontinentaler Kruste (Kaukasus-Typ)

Im Laufe des Unteren und Mittleren Juras gelangten im Gebiete des Grossen Kaukasus bis über 3000 m mächtige Schistes-lustrés-Serien zur Ablagerung (MILANOVSKY & KHAIN 1963, PFAFFENGOLZ 1963). Diese Serien liegen dabei mit diskordantem Kontakt auf verfaltetem, mehr oder weniger stark metamorphisiertem Paläozoikum (herzynisches Grundgebirge; vgl. Fig. 4 und Tf. 2).

Im unteren Lias wurden im zentralen Teil des absinkenden Troges, längs Ost-West verlaufender Lineamente, Diabase und Spillite gefördert. Ähnliche Spaltensysteme traten auch randlich des Troges auf, förderten jedoch Andesite und Dazite (PFAFFENGOLZ 1963). Die Entstehung dieser Lineamente wird mit einer Distensionsphase in Verbindung gebracht (MILANOVSKY & KHAIN 1963).

Die auf der Südflanke des Grossen Kaukasus gelegenen Profile (vgl. Fig. 4) gehen gegen oben in teilweise kalkig-mergelige, häufig flyschartige Sedimente über.

Die beschriebenen kaukasischen Schistes-lustrés-Abfolgen typisieren einen ophiolithfreien Trog, der innerhalb des damaligen Kontinents gelegen hat (vgl. Tf. 2).

Die Kruste, die diesen Trogtyp unterlagerte und einer Distension unterworfen war, wies möglicherweise eine reduzierte Mächtigkeit auf und wird von uns als semikontinental bezeichnet.

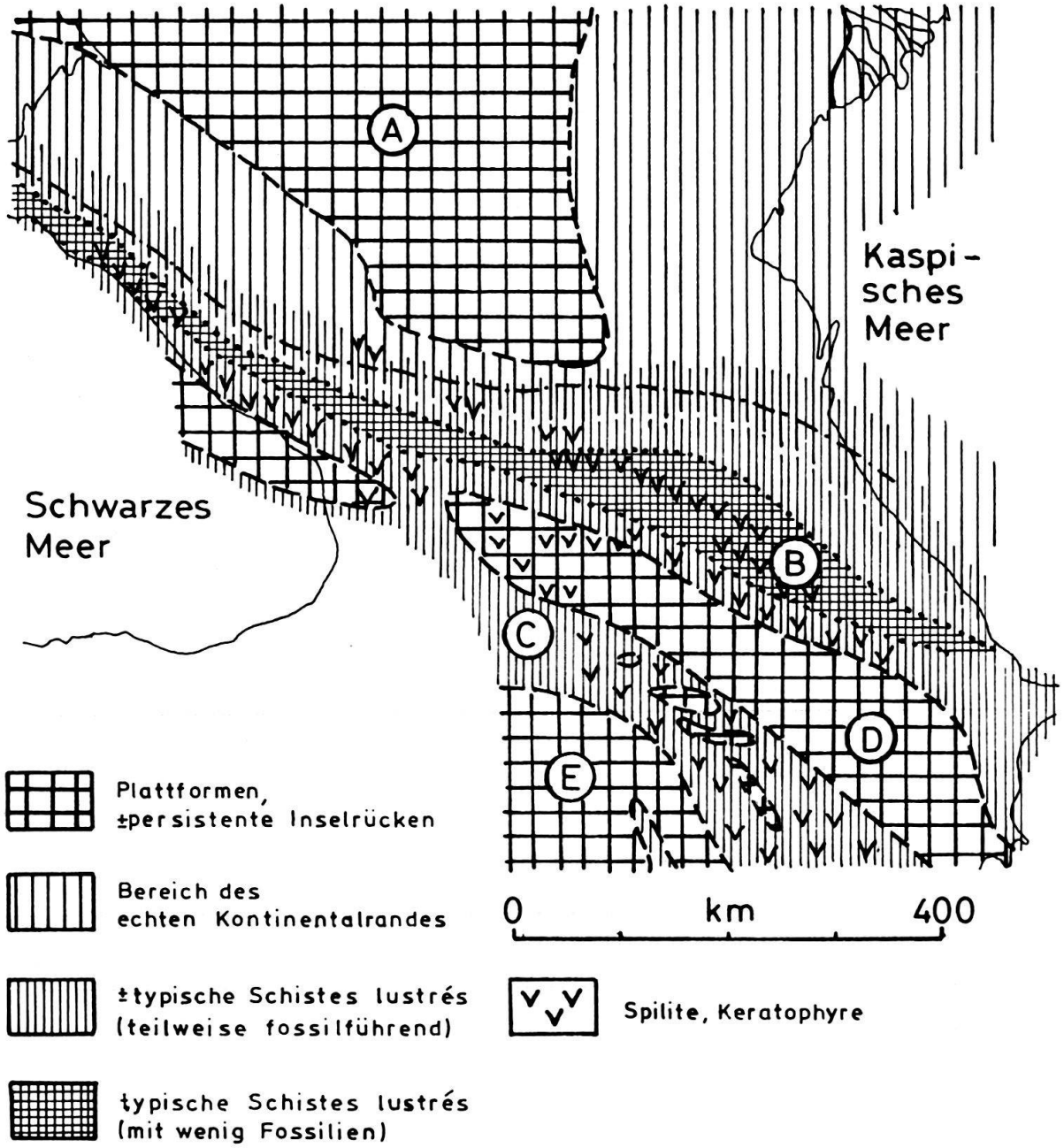


Fig. 5. Paläogeographische Grobskizze des Kaukasus zur Zeit der Wende Lias/Dogger (hauptsächlich nach MOKRINSKIJ 1937, MILANOVSKY & KHAIN 1963, KRYMHOLZ et al. 1968). Die eingezeichneten Küstenlinien dienen der Orientierung. (*A* = Vorkaukasische Plattform; *B* = Trog des Grossen Kaukasus; *C* = Trog des Arax; *D* = Georgischer Block; *E* = Iranische Plattform.)

b) Schistes lustrés mit semiozeanischer Kruste (Adula/Valais-Typ)

Die in der Schweiz definierten, den Schistes lustrés äquivalenten Bündnerschiefer bilden in ihrem Typusgebiet bis 2000 m mächtige Abfolgen. Die nördlicheren Vorkommen, die Bündnerschiefer des sog. Adula- bzw. Wallis-Troges (NABHOLZ 1976; TRÜMPY 1975), verkörpern dabei die abgescherte und verschuppte Sedimentbedeckung eines präpennsylvanisch überprägten Grundgebirges, das aus Para- und Orthogneisen aufgebaut ist. Die Sedimentation dieser Bündnerschiefer beginnt im unteren Lias und ist durch Einzelfunde von *Gryphaea arcuata* (HEIM 1891, NABHOLZ 1948) sowie neuerdings auch durch Sporen- und Pollenfunde (PANTIĆ & ISLER, in Vorb.) belegt. Sie setzt sich bis in die Kreide fort und geht dann kontinuierlich in eine Flyschsedimentation über (vgl. JÄCKLI 1941, NAENNY 1948, PANTIĆ & ISLER 1978).

Nahe der Basis dieser Bündnerschiefer auftretende Brekzienlagen (vgl. u. a. PROBST 1980) deuten auf aktive Bruchsysteme im Gefolge von Blockbewegungen hin. Längs entsprechender Störungszonen dürften auch die im unteren Teil der Abfolge auftretenden Ophiolithe (Serpentinite, Talkschiefer, Strahlsteinschiefer, Prasinite) aufgedrungen sein.

Diese Bündnerschiefer typisieren einen Schistes-lustrés-Trog mit vornehmlich atypischen Ophiolithen, der randlich des damaligen Kontinents gelegen hatte. Vom eigentlichen ozeanischen Bereiche war er durch mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Schwellenzonen getrennt (vgl. Tf. 2 sowie LEMOINE 1971, NAENNY 1948, KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980 u. a.).

Den Unterschied zwischen kaukasischem Typ und Adula/Valais-Typ sehen wir in einer fortgeschrittenen Ausdünnung der kontinentalen Kruste (Bildung einer semiozeanischen Kruste) und einem damit verbundenen, verstärkten Auftreten von Ophiolithen bzw. ophiolithartigen Gesteinen.

c) Schistes lustrés mit ozeanischer Kruste (Piemont/Bosnia-Typ)

Die Unterlage des vor allem in den Westalpen gut entwickelten, piemontesischen Schistes-lustrés-Troges besteht aus paläozoischem Grundgebirge sowie aus Peridotiten, Gabbros und basischen Laven, die eine echte ozeanische Kruste bildeten.

Die Schistes-lustrés-Ablagerungen dieses Troges erreichten Mächtigkeiten von schätzungsweise 1000–2000 m. Ihre Sedimentation begann lokal vermutlich schon in der Oberen Trias. Als Hangendes dieser piemontesischen Schistes lustrés wird gewöhnlich der sog. «Flysch à Helminthoïdes» betrachtet, der ein oberkretazisches Alter aufweist.

Das Relief des Trogbodens und die Ränder des Troges wurden durch Bruchstufen und Treppenbrüche geprägt, längs denen Brekzien geschüttet wurden. Die entsprechenden Gesteine finden sich heute u. a. in der Acceglio-Zone (= internes Briançonnais), in der Brekziendecke der Préalpes und in Lias und Dogger des Mont Dolins (= Unterostalpin).

Die Entstehung dieses piemontesischen (piemontesisch-ligurischen) Troges kann auf eine Dilatationsphase in der Trias und im Jura zurückgeführt werden, bei der die kontinentale Kruste ausdünnte, zerriss und die Bildung einer ozeanischen

Kruste zwischen den beiden auseinanderweichenden Kontinentalblöcken einsetzte (vgl. ELTER 1972, LEMOINE 1971, CARON 1977 u.a.)

Die erwähnten Gesteinsserien typisieren einen Schistes-lustrés-Trog mit bedeutenden Anteilen an Ophiolithen und mit Gebieten echter ozeanischer Kruste, die einen zwischen zwei Kontinentalblöcken neu entstandenen, echten Ozean repräsentieren. Der bosnische Trog in Jugoslawien verkörpert den gleichen Trogtyp (vgl. STAUB 1926 und spätere Autoren).

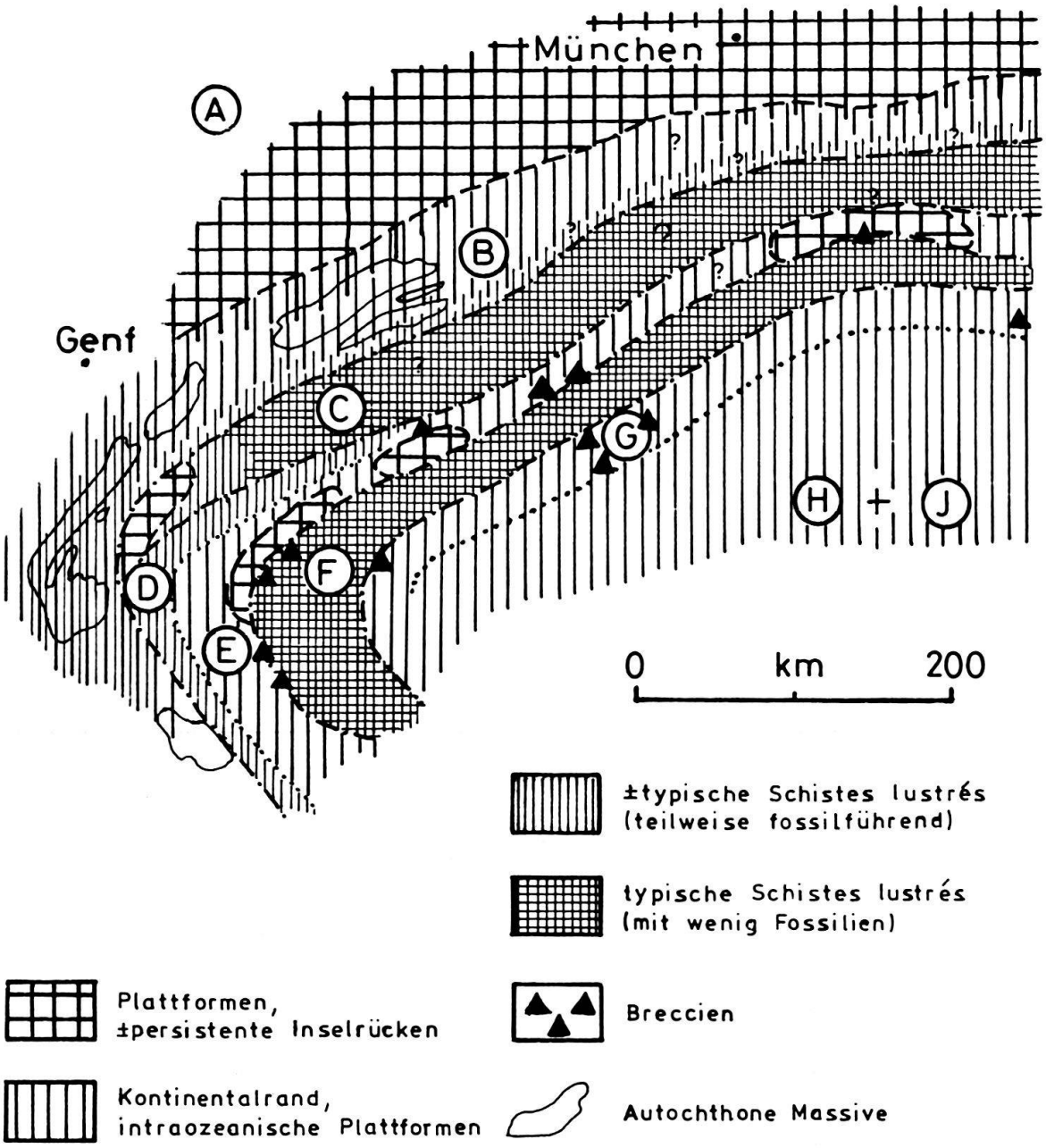


Fig. 6. Paläogeographische Grobskizze der Alpen zur Zeit der Wende Lias/Dogger (hauptsächlich nach GWINNER 1978). Die Breite und Form der einzelnen Ablagerungsräume beruht auf Mutmassungen. Die beiden eingezeichneten Städte dienen der Orientierung. (A = Jura; B = Helvetikum/Ultrahelvetikum; C = Walliser/Adula-Trog; D = Subbriançonnais; E = Briançonnais; F = Piemontesischer Trog; G = Unterostalpin; H = Oberostalpin; I = Südalpin.)

d) Schistes lustrés, die Tiefseeschwellen bedecken

Die beschriebenen Trogtypen stellten mit Sicherheit nicht nur einfach gebaute, wannenförmige Eintiefungen dar, sondern waren durch mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Schwellenzonen unterteilt und aufgegliedert. Diese Schwellenzonen sind als einfache Flexuren oder schwach bis stark herausgehobene Blöcke zu sehen. Sie können jedoch nur dann erkannt werden, wenn sich ihre ebenfalls aus Schistes lustrés bestehende Sedimentbedeckung in bezug auf Fossilführung, Fazies, Mächtigkeit oder/und Vollständigkeit der Schichtreihe deutlich von derjenigen der tiefer liegenden Trogbereiche abhebt.

Der jeweilige Schistes-lustrés-Trog ist nur als Gesamtheit klassierbar. Für eine Einstufung eines Troges genügen zwar Einzelprofile aus dem ursprünglich zentralen Teil des Troges, doch zeigen die Abfolgen aus den Randgebieten der verschiedenen Typen untereinander nur geringe Abweichungen.

Die drei beschriebenen, mehr oder weniger gleichzeitig existenten Schistes-lustrés-Tröge belegen drei Stadien im Übergang von rein kontinentaler Kruste zu rein ozeanischer Kruste. Die progressive Ausdünnung der kontinentalen Kruste geht dabei allem Anschein nach auf eine starke Dilatationsphase zurück, über deren Ursprung wir jedoch vorderhand nur Vermutungen anstellen können. Die vielerorts mehr oder weniger kontinuierlich erfolgende Ablösung der Schistes-lustrés-Sedimentation durch eine Flyschsedimentation widerspiegelt das Ausklingen dieser Dilatationsphase und das Einsetzen einer Kompressionsphase.

4. Zwischen- und Randzonen der Schistes-lustrés-Tröge

A. Schwellenzonen des Briançonnais-Typs

Das sog. Briançonnais (vgl. LEMOINE 1971; BOURBON et al. 1975; TRÜMPY 1960 u.a.) kann in seinem Typusgebiet, den Westalpen, als plattformartiger Horst («Guyot») interpretiert werden. Im Jura und bis in die Mittlere Kreide war er teilweise über 50 km breit und bildete ein ausgeprägtes Trennelement zwischen dem Schistes-lustrés-Trog des Piemont und demjenigen des Wallis. Die jurassisch-kretazische Sedimentbedeckung dieses Rückens zeigt, verglichen mit den entsprechenden Schistes-lustrés-Ablagerungen, eine sehr geringe Mächtigkeit. Dieser Sachverhalt geht auf eine Emersions- und Erosionsphase im Lias und im unteren Dogger zurück sowie auch auf eine starke Kondensierung der ebenfalls zum Teil nur lückenhaft abgelagerten, nun mehrheitlich pelagischen Karbonatserien des Oberen Juras und der Kreide. Der nördliche Rand dieser Briançonnais-Schwelle war nicht sehr scharf definiert. Die südliche Begrenzung dagegen bestand aus markanten Bruchstufen, längs denen im Jura bedeutende Mengen an Brekzien geschüttet wurden.

Die gesamte ursprüngliche Längserstreckung dieser Schwelle ist schwierig abzuschätzen, da ja die gleiche Faziesentwicklung nicht à priori auch die Zugehörigkeit zur gleichen, ununterbrochen durchziehenden Schwelle beweist.

Diese Briançonnais-Schwelle soll als Typus einer mindestens teilweise durch Bruchränder begrenzten Schwellenzone dienen. Sie zeichnet sich dabei gegenüber den benachbarten Schistes-lustrés-Gebieten durch ein stark kondensiertes und lückenhaftes Sedimentpaket aus und ragte zeitweilig über den Wasserspiegel.

B. Schwellenzonen des Shemshak-Typs

Die in Nord-, Zentral- und Ostiran weitverbreitete jurassische Shemshak-Formation besteht zur Hauptsache aus einer Assoziation von Sandsteinen, Siltsteinen und Schiefertonen, die zahlreiche Pflanzenreste und stellenweise sogar Kohle führen. Mitunter treten auch, räumlich allerdings stark begrenzt, Konglomerate und Brekzien auf (ASSERETO 1966, ISLER 1979). Diese Shemshak-Formation stellt eine komplexe Abfolge mariner, brackischer und kontinentaler Ablagerungen dar und repräsentiert das Sedimentspektrum von zum Teil untereinander in Verbindung stehenden, unterschiedlich grossen Inselgruppen (ISLER 1979). Die Entstehung dieser Inseln kann auf eine Dilatationsphase im Unteren und Mittleren Jura zurückgeführt werden (vgl. STÖCKLIN 1974), in deren Gefolge starke Blockbewegungen auftraten. Die einzelnen Blockränder sind dabei hauptsächlich durch abrupte Mächtigkeitswechsel und durch das erwähnte Auftreten von Konglomeraten und Brekzien gekennzeichnet. Die zu beobachtende Interfingerung mariner und kontinentaler Sedimente dürfte ihren Ursprung in tektonisch bedingten Fluktuationen des Meeresspiegels haben, die zu temporären Überflutungen der einzelnen Inseln führten. Zur gleichen Zeit gelangten in den zwischen diesen Inselgruppen gelegenen Trögen (vgl. Tf. 2) Karbonate und Schistes-lustrés-artige Gesteine zur Ablagerung (vgl. Shemshak Group von ASSERETO 1966, Schistes lustrés des Kaukasus usw.).

Dieser «Shemshak-Schwellentyp» verkörpert Inseln oder langgestreckte Inselrücken, die zwar kurzfristig teilweise oder ganz überflutet wurden, jedoch meistens trocken lagen. Die Entstehung dieser Inseln geht dabei auf Hebungen infolge starker Blockbewegungen zurück, wodurch der ursprüngliche Sedimentationsraum aufgegliedert und in einen Archipel übergeführt wurde.

C. Intraozeanische Plattformen bzw. Mikrokontinente

Der ost- und südalpine Faziesbereich (s. TRÜMPY 1975, TOLLMANN 1963, BERNOULLI & JENKYNS 1974) war vom Jura bis zu Mittleren Kreide Teil eines mindestens 100–150 km breiten, mehrheitlich unter Wasser gelegenen Mikrokontinents[3]). Der nördliche Rand dieses kontinentalen Krustenblocks bildete sich im Unteren Jura und wies die Form einer Bruchschollentreppe auf, die zu dem sich eintiefenden, piemontesischen Trog abfiel. Dieser «Kontinentalabhang» (vgl. TRÜMPY 1975 sowie Kap. 4D) entspricht dem an Brekzien reichen Unterostalpin.

Im Innern des ost- und südalpinen Bereiches zeichnete sich gleichzeitig eine starke, ebenfalls durch Bruchschollen bestimmte Faziesdifferenzierung ab (regionale Dehnungsphase!). Während auf den Schwellenzonen vor allem neritische Kalke (z. B. Hierlatz-Fazies mit Crinoiden) abgesetzt wurden, kamen in den dazwischen liegenden Trögen Cephalopodenkalke, Schiefertone und kieselige bzw. siltige Kalke zur Ablagerung (Ammonitico rosso = Adneter Fazies usw.). Die einzelnen Bruchschollenränder sind dabei durch tektonische Brekzien, gradierte Kalkarenite, Slumpstrukturen usw. gekennzeichnet (BERNOULLI 1964, WIEDENMAYER 1963, KÄLIN & TRÜMPY 1977).

---

[3]) Da im Südalpin typisch afrikanische Florenelemente erst im Albian/Cenomanian auftreten (Beobachtungen von N. Pantić und P. Hochuli), scheint eine vorgängige enge Verbindung mit der afrikanischen Platte wenig wahrscheinlich.

Im Grenzbereich Unterostalpin/Oberostalpin dürften im Mittleren Jura noch Inselketten existiert haben (s. TRÜMPY 1975). Die stetige Vertiefung des gesamten Ablagerungsraumes führte jedoch im Oberjura zur Dominanz von Ablagerungen des tieferen Wassers, wie Radiolariten, Cherts, Aptychenkalken usw., die nur wenige Makrofossilien enthalten. Über die Tiefe des Sedimentationsraumes können keine sicheren Angaben gemacht werden (vgl. Kap. 3A).

Diese «pelagischen» Bedingungen dauerten in den Südalpen bis in die Obere Kreide an, wo Mergel des Scaglia-Typs zur Ablagerung gelangten. Gleichzeitig setzte jedoch stellenweise auch die Sedimentation von Flysch ein.

Das Oberostalpin war im Cenoman bereits mehrheitlich über den Wasserspiegel hinausgehoben, und Sedimente kamen nur noch im Nordteil zur Ablagerung («Randcenoman»: grobklastisch, flyschähnlich).

Das beschriebene Ost- und Südalpin typisiert eine ophiolithfreie, intraozeanische Plattform (bzw. Mikrokontinent), die während der Schistes-lustrés-Sedimentation in tiefere Meeresbereiche abgesenkt wurde, ohne jedoch das vergleichsweise tiefere Ablagerungsniveau der benachbarten Schistes-lustrés-Tröge zu erreichen. Die interne Struktur und Faziesverteilung dieser Plattform wurde durch Blockbewegungen geprägt, die wohl in Zusammenhang mit der raschen Einsenkung der umgebenden Schistes-lustrés-Tröge gesehen werden müssen.

D. Randbereiche der Schwellenzonen, der Mikrokontinente und der im Innern der Mikrokontinente gelegenen Tröge («Kontinentalränder»)

Mehrere Faziesbereiche im alpinen Raum umfassen Gesteinsassoziationen, wie sie ähnlich auch an Kontinentalrändern beobachtet werden können (vgl. z. B. BERNOULLI & JENKYNS 1974, TRÜMPY 1975). Entsprechend interpretierbare Gesteinskomplexe brauchen jedoch deshalb noch nicht unbedingt den wirklichen Randbereich der ursprünglichen Tethys zu verkörpern, sondern können auch im Innern abgelagert worden sein, so z. B. im Bereich von Schwellen des Briançonnais-Typs, randlich von intraozeanischen Plattformen bzw. Mikrokontinenten sowie auch in grösseren Grabensystemen im Innern derselben (s. Tf. 2).

Diese intraozeanischen «Kontinentalränder» sollten jedoch klar von echten, wirklich randlich des gesamten Meeres gelegenen Kontinentalrändern unterschieden werden, die direkt zum in sich geschlossenen Kontinentalbereich überleiten und deshalb in der Regel auch viel stärker terrigenen Einflüssen unterlagen. Ein gutes Beispiel für einen wahren Kontinentalrand bildet der helvetisch-ultrahelvetische Faziesbereich, der sich von der Schweiz bis nach Österreich und Ungarn hinein verfolgen lässt und die europäische Kontinentalplatte nach Süden hin begrenzte.

5. Die Schistes-lustrés-artigen Ablagerungen als Glied eines allgemeinen Krustenentwicklungszyklus

Typische Schistes-lustrés-Ablagerungen repräsentieren, wie dargelegt, stets die tiefsten und zugleich landferneren Teile eines entsprechend entwickelten Sedimentationsraumes. Die Entstehung der Schistes-lustrés-Tröge steht dabei allem Anschein nach hauptsächlich in Zusammenhang mit einer starken Dilatation der

Erdkruste, die zu einer sehr starken Ausdünnung der kontinentalen Kruste führen kann. Aufschmelzerscheinungen (subkrustale Erosion) mögen dabei ebenfalls eine Rolle gespielt haben.

Die erwähnten Schistes-lustrés-Ablagerungen nehmen eine wichtige Stellung innerhalb des nachfolgend beschriebenen Krustenentwicklungszyklus ein, während dessen Ablaufs ozeanische in kontinentale und kontinentale in ozeanische Kruste übergeführt wird. Dieser Krustenentwicklungszyklus lässt sich wie folgt beschreiben (vgl. Fig. 7):

A. Ozeanisches Stadium

Die Geburt eines neuen Ozeans innerhalb eines Kontinents (= Ozeanogenese) ist, wie beschrieben, engstens verknüpft mit der Ablagerung Schistes-lustrés-artiger Sedimente und den damit assoziierten Ophiolithen. Während der Zeitspanne, in der diese Gesteinsassoziation aufgebaut wird (= Schistes-lustrés-Phase), durchläuft der Ablagerungsraum sein ozeanisches Stadium. Die einzelnen Teiltröge des gesamten Ozeanogens sind dabei durch Schwellenzonen und interozeanische Karbonatplattformen bzw. Mikrokontinente gegeneinander abgegrenzt. Im Laufe dieses ozeanischen Stadiums können Riftsysteme entstehen (analog dem Mittelatlantischen Rücken), die von uns jedoch im Bereiche der Tethys als passive Zerrungsbrüche und nicht als Folgeprodukte von grossen Konvektionsströmungen gesehen werden (vgl. Experimente von OLDENBURG & BRUNE 1972).

Im Falle der mesozoischen Tethys war das ozeanische Stadium verhältnismässig kurz und dauerte, generell gesehen, vom Jura bis in die Mittlere Kreide. Im Atlantik und im Pazifik dagegen ist diese Phase auch heute noch nicht abgeschlossen. Offenbar unterlag die Dilatation in Ost-West-Richtung keiner Begrenzung, wogegen diejenige in Nord-Süd-Richtung bald wieder gestoppt wurde. Die Stärke dieser Dilatation variierte dabei sowohl örtlich als auch zeitlich, d.h., die «Ozeanisierung» ergriff nicht alle Gebiete gleichmässig und gleich stark.

B. Transmutationsstadium

Die aus den Schistes-lustrés-Ablagerungen kontinuierlich hervorgehenden Flyschablagerungen[4]) manifestieren das Ende der Dilatationsphase und das Einsetzen einer nun folgenden Kompressionsphase, d.h., die Schistes-lustrés-Phase wird durch die Flyschphase abgelöst.

In den durch aufsteigende Flyschkordilleren geprägten Sedimentationsräumen gelangen Flysche, Wildflysche, Olistostrome und Mélanges zur Ausbildung und Ablagerung (vgl. entsprechende Definitionen in TRÜMPY 1960, GANSSER 1974, HSÜ 1968). Diese Sedimente repräsentieren den sich anbahnenden und vollziehenden Wechsel vom ozeanischen Stadium der Kruste ins kontinentale Stadium (= Transmutationsstadium), d.h., das Ozeanogen wandelt sich zum Orogen.

---

[4]) Mehr oder weniger ausgedehnte, turbiditische Ablagerungen können auch schon während des ozeanischen Stadiums, entlang von Blockrändern oder entlang von Riftsystemen, entstehen. Sie haben aber mit echtem orogenem Flysch nichts zu tun.

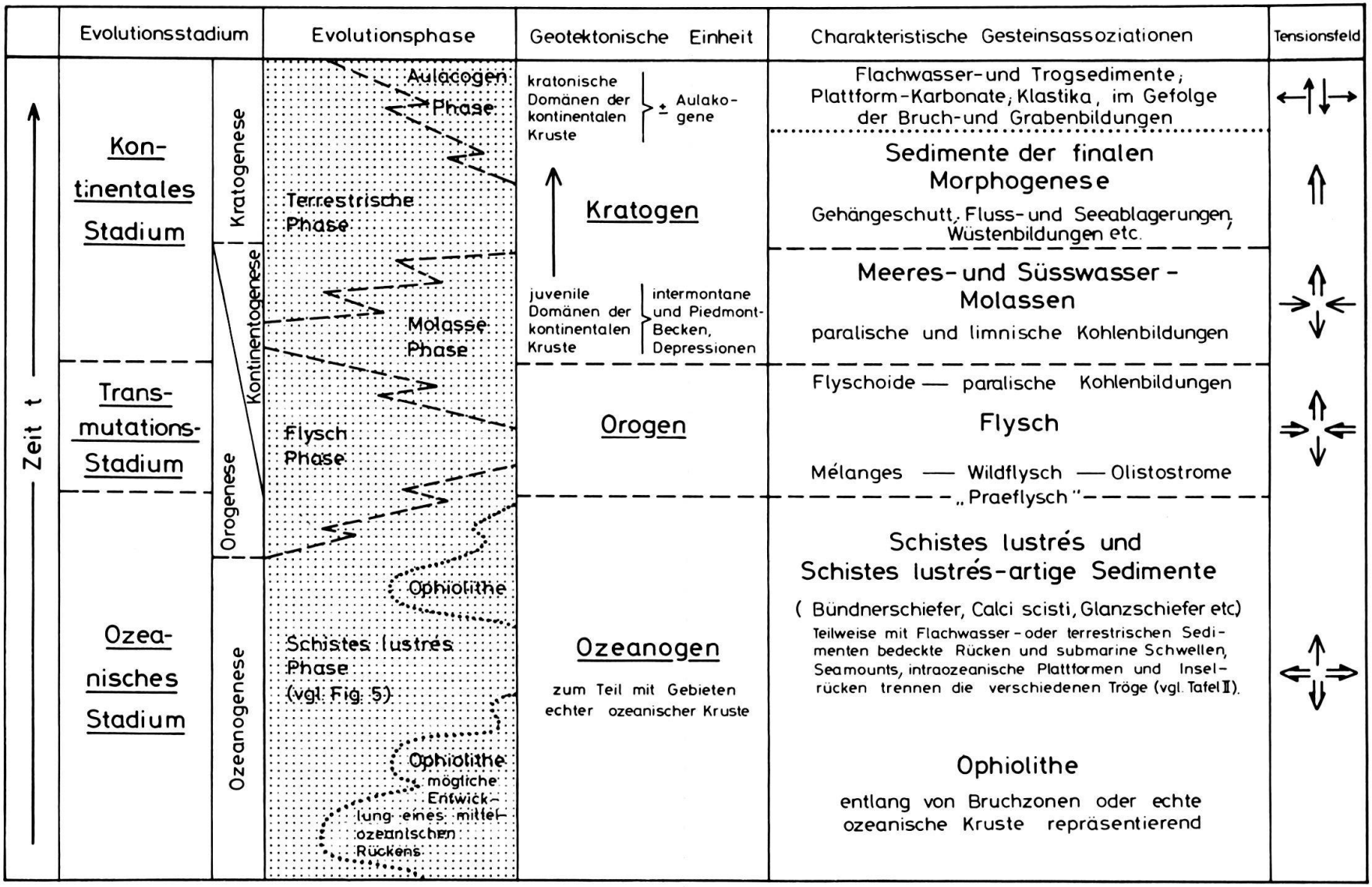


Fig. 7. Schema des vollständigen Krustenentwicklungszyklus, im Laufe dessen sich kontinentale Kruste in ozeanische Kruste und wieder zurück in kontinentale Kruste wandelt.

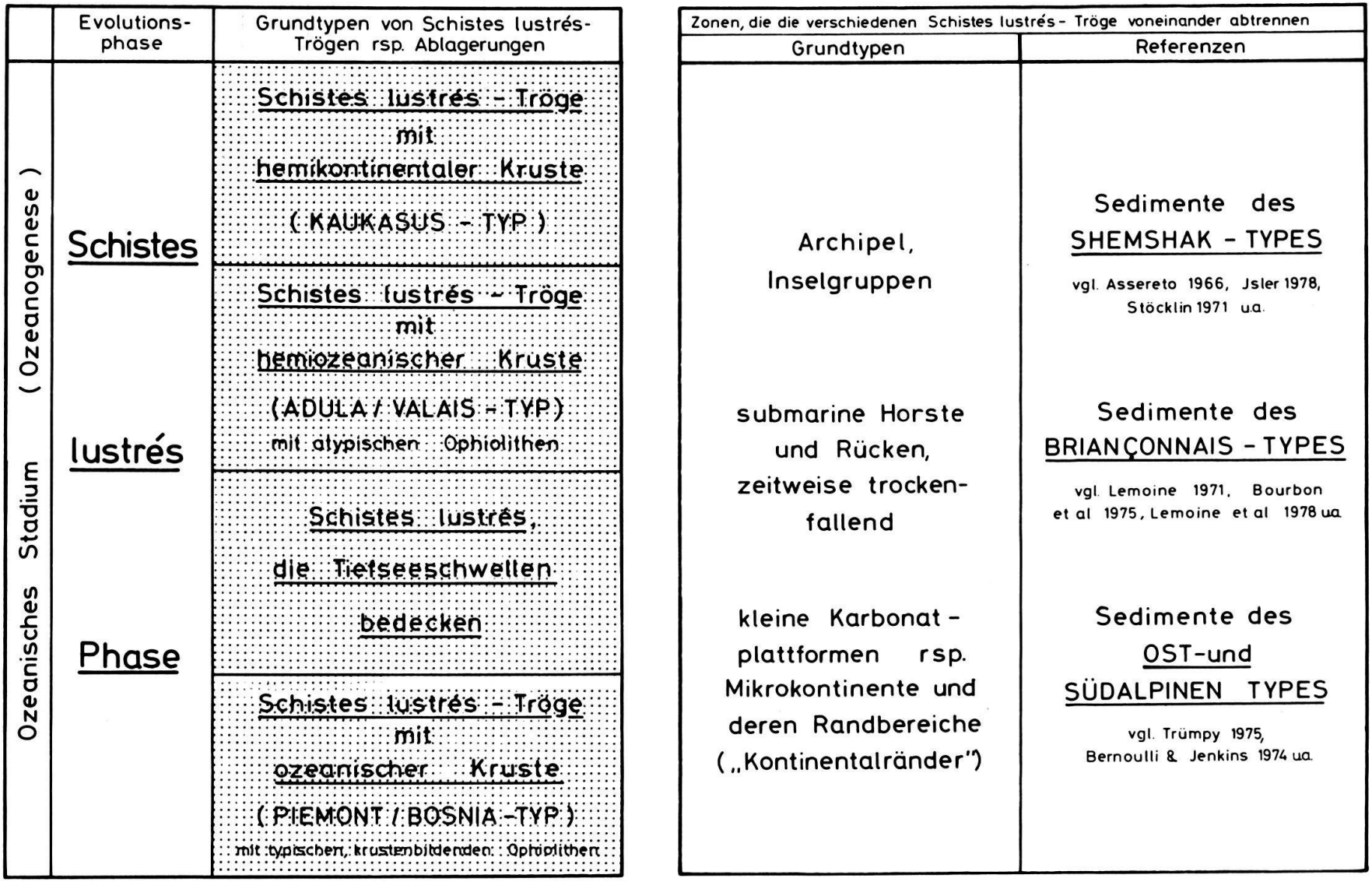


Fig. 8. Zusammenstellung der wichtigsten, während der Schistes-lustrés-Phase des Krustenentwicklungszyklus sich bildenden Trog- und Schwellentypen (vgl. auch Tf. 2).

C. Kontinentales Stadium

Mit fortschreitender Kompression erfolgt eine zunehmende Verlagerung und Verdrängung der marinen Bereiche. Hebungs-, Unter- und Überschiebungsvorgänge dominieren, und die Bildung kontinentaler Krustenbereiche (= Kontinentogenese) schreitet voran.

Im Vor- und Rückland des neugebildeten Gebirges sowie in intermontanen Senken kommen Molasse-Sedimente zur Ablagerung. In dieser Phase des Zyklus - der Molasse-Phase - ist das kontinentale Stadium der Krustenentwicklung erreicht.

Im Laufe der nun anschliessenden terrestrischen Phase dauern die Hebungsvorgänge noch an und führen zu einer zunehmenden Akzentuierung des Reliefs (Morphogenese).

Im Zuge der anschliessenden, rasch fortschreitenden Einebnung des Gebirges findet auch eine zunehmende Umwandlung der juvenilen Teile der kontinentalen Kruste in kratonische Gebiete (= Kratogenese) statt.

Eustatische Meeresspiegelschwankungen können anschliessend zur völligen Überflutung der eingeebneten, kratonischen Kontinentalplatte führen und die Bildung grossflächiger Karbonat- bzw. Seichtwasserplattformen bewirken.

Der ganze Krustenentwicklungszyklus wird schliesslich durch eine erneut einsetzende Dilatationsphase in sich geschlossen, die zu leichten Blockbewegungen und zur lokalen Ausbildung von Aulakogenen führt (= aulakogene Phase des Zyklus).

Das entworfene Bild umfasst einen vollständigen Krustenentwicklungszyklus. Dieser muss jedoch nicht immer in seiner Gesamtheit ablaufen. So befinden sich die Gebiete des heutigen Atlantiks und Pazifiks seit dem Oberen Jura im ozeanischen Stadium, das auch heute noch andauert. Die Gebiete der Alpen durchliefen dagegen seit dem Jura bereits das ozeanische Stadium und das Transmutationsstadium. Die Kontinentogenese ist in diesen Gebieten ebenfalls weitgehend abgeschlossen, und das einstmalige Ozeanogen befindet sich bereits am Übergang zum Kratogen.

Wiederum anders liegen die Verhältnisse in subduktionsbedingten Gebirgsgürteln. Sie durchliefen das ozeanische Stadium lediglich in der Rolle ozeanischer Randgebiete. Die Entwicklung setzte hier mehr oder weniger direkt mit der Orogenese ein.

Der gleiche Krustenentwicklungszyklus spielte ausserdem nicht nur im Mesozoikum und im Känozoikum, sondern auch schon im Paläozoikum und im Präkambrium. Der dominierende lithologische Habitus wurde jedoch durch das jeweilig vorherrschende Substratum wesentlich beeinflusst.

Verdankungen

Die Autoren möchten Prof. A. Gansser für die kritische Durchsicht eines ersten Manuskriptentwurfs sowie Prof. H.M. Bolli, dem Projektleiter, für sein stetes Interesse an dieser Arbeit herzlichst danken. Auch Frau V. Messerli und Herrn A. Uhr sei an dieser Stelle für die sorgfältige Ausführung eines Teils der Illustrationen gedankt. Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines von der ETH Zürich finanzierten Forschungsprojektes und wurde mit Unterstützung des Zentenarfonds gedruckt.

LITERATURVERZEICHNIS

ALEKSIĆ, V., KALENIĆ, M., PANTIĆ, N., & HADŽI, E. (1974): *Historical Geology of the Evolution of continental-oceanic and oceanic lithosphere in Serbia and surrounding Areas.* In: JANKOVIĆ, S. (Ed.): *Metallogeny and concepts of the Geotectonic development of Yugoslavia.* - Fac. Min. Geol. (Dept. econ. Geol.), Belgrad.

ARGAND, E. (1916): *Sur l'arc des Alpes occidentales.* - Eclogae geol. Helv. *14*/1, 145-191.

ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen.* - Vjschr. natf. Ges. Zürich *64.*

ASSERETO, R. (1966): *The Jurassic Shemshak Formation in Central Elburz (Iran).* - Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) *72*/4, 1133-1182.

ASSERETO, R., BARNARD, P.D.W., & FANTINI SESTINI, N. (1968): *Jurassic stratigraphy of the Central Elburz (Iran).* - Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) *74*/1, 3-21.

BERGER, W.H. (1968): *Planctonic foraminifera; selective solution and paleoclimatic interpretation.* - Deep-Sea Res. *15*/1, 31-43.

— (1978): *Sedimentation of deep-sea carbonate; maps and models of variations and fluctuations.* - J. foram. Res. *8*/4, 286-302.

BERGER, W.H., & WINTERER, E.L. (1974): *Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line.* - Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. *1*, 11-48.

BERNOULLI, D. (1964): *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen); ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *118.*

BERNOULLI, D., & JENKYNS, H.C. (1974): *Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys.* In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation; Deep-sea pelagic sediments and ophiolite assemblages.* - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *19*, 129-160.

BERTRAND, M. (1897): *Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires.* - C.R. Congr. géol. int. *3*, 163-177.

BIANCONI, F. (1965): *Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo.* - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *53.*

BLUMENTHAL, M.M. (1963): *Le système structural du Taurus sud-anatolien.* In: *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot.* - Mém. hors sér. 1960-1963 Soc. géol. France *2*, 611-662.

BOLLI, H.M., & NABHOLZ, W.K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien.* - Eclogae geol. Helv. *52*/1, 237-270.

BONČEV, E. (1978): *Geotectonic Position of the Balkanides.* - Geologica balkan. *8*/1, 23-40.

BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.C., LEMOINE, M., MEGARD-GALLI, J., & MERCIER, D. (1975): *Carbonates de plate-formes et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises).* - IX. Congr. int. Sédimentol. Nice, Excursion 5.

BOYANOV, J., & LIPMANN, R.H. (1973): *Über die unterkretazischen Alter in schwach metamorphen Komplexen der Ostrodophen* (in Russisch). - Dokl. Bulg. Akad. Nauk *26*/9, 1225-1226.

BOYANOV, J., & TRIFONOVA, E. (1978): *New Data on the Age of the Phyllitoid Complex from the Eastern Rhodopes.* - Geologica balkan. *8*/1, 3-21.

BRUNN, J.H. (1961): *Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques.* - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), *4*/2, 81-96.

BUCHER, W.H. (1933): *Fossil in metamorphic rocks, a review.* - Bull. geol. Soc. Amer. *64*, 275-300.

CARON, J.M. (1977): *Lithostratigraphie et Tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes Cottiennes Septentrionales et en Corse orientale.* - Sci. géol. (Strasbourg) [Mém.] *48.*

CARON, J.M., & GAY, M. (1977): *La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais?* - Eclogae geol. Helv. *70*/3, 643-665.

CATALOV, G., BUDUROV, K., & STEFANOV, S. (1972): *Über Petrographie und Conodonten karnischer Kalke aus dem Gebiet des Dorfes Gramatikovo, Strandža-Gebirge.* - C.R. Acad. bulgar. Sci. *25*/11, 1549-1552.

CONTI, S. (1953): *Studi geologici sulle Alpi occidentali (2° contributo). Delimitazione areale e correlazioni stratigrafiche nella «formazione dei calcescisti» delle Alpi liguri, marittime e cozie.* - Boll. Serv. geol. Ital. *75*/2, 525-539.

— (1955): *Studi geologici sulle Alpe occidentali (3° contributo). La formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi liguri, marittime e cozie.* - Boll. Serv. geol. Ital. *77*/2-3, 275-326.

CORNA, D. (1972): *Über das Vorkommen jurassisch-unterkretazischer Palynofloren in der Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich).* - Geologica carpath. *23/2*, 353-359.

DEGHGHAN, M. (1947): *Sur l'âge mésozoïque de la zone de Hamadan (Iran septentrional).* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *224/21*, 1516-1518.

DÜRR, ST. (1976): *Über das Menderes-Kristallin und seine Äquivalente in Griechenland.* - Bull. Soc. géol. France (7), *18/2*, 429ff.

ELLENBERGER, F. (1958): *Etude géologique du pays de Vanoise.* - Mém. Carte géol. France, Paris.

ELTER, G. (1972): *Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés.* - Mem. Ist. geol. min. Univ. Padova *28*.

EVING, J.I., & HOLLISTER, C.H. (1972): *Regional aspects of Deep Sea Drilling in the western North Atlantic.* - Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. *11*, 951-973.

FISCHER, A.G., & GARRISON, R.E. (1967): *Carbonate lithification on the sea floor.* - J. Geol. *75/4*, 488-496.

FRANCHI, S. (1909): *Bibliografia ragionata dei principali lavori concernenti la cronologia dei terreni a «facies piemontese» (zone delle pietre verdi, schistes lustrés, Bündnerschiefer, Schieferhülle).* - Boll. (r.) Com. geol. Ital. *40*, 552-591.

— (1910): *Il Retico quale zono di transizione fra la dolomia principale ed il Lias a «facies piemontese» - calcescisti con Belemniti e pietre verdi - nel l'Alta Valle di Susa.* - Boll. (r.) Com. geol. Ital. *41*, 306-340.

GANSSER, A. (1973): *Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaya und in den Alpen, ein Vergleich.* - Eclogae geol. Helv. *66/1*, 23-40.

— (1974): *The ophiolitic Mélange, a world-wide Problem on Tethyan Examples.* - Eclogae geol. Helv. *67/3*, 479-507.

GHERASI, N., VISARION, A., & ZIMMERMANN, P. (1973): *Condideratii asupra virstei unor sisturi cristaline si depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a Muntilor Godeanu (Carpatii Meridionali).* - Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. [Ser. Geol.] *18/2*, 303-310.

GRUBIĆ, A. (1974): *The geotectonics of Yugoslavia (A review of concepts).* In: JANKOVIĆ, S. (Ed.): *Metallogeny and Concepts of the Geotectonic development of Yugoslavia.* - Fac. Min. Geol. (Dept. econ. Geol.), Belgrad.

GRUBIĆ, A., & ERCEGOVAC, M. (1975): *Osvrt na nove podatke iz geologije Pelagonida: Zap. Makedonije i njihor znacaj za korelaciju tihterena sa zonama u Maloj Aziji.* - Zap. Srpskog geol. društva za 1974, p. 61-67.

GWINNER, M.P. (1978): *Geologie der Alpen.* - Schweizerbart, Stuttgart.

HAYES, D.E., & PIMM, A.C. (1972): *Bathymetric, magnetics, and seismic reflection data: Challenger Leg 14.* - Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. *14*, 341-345.

HEIM, A. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* - Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

HIGGINS, A.K. (1964): *Fossil remains in Staurolite-Kyanite schists of the Bedretto-Mulde-Bündnerschiefer.* - Eclogae geol. Helv. *57/1*, 151-156.

HSÜ, K.J. (1968): *Principles of Mélanges and Their Bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox.* - Bull. geol. Soc. Amer. *79*, 1063-1074.

ISLER, A. (1979): *Die Geologie des West-Alamkuh-Gebietes (Zentral-Elburz, Iran) mit Erläuterungen zur Stratigraphie des gesamten Zentral-Elburz.* - Diss. ETH Zürich.

JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden).* - Eclogae geol. Helv. *34/1*, 17-105.

KÄLIN, O., & TRÜMPY, D.M. (1977): *Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: Zur triasisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens.* - Eclogae geol. Helv. *70/2*, 295-350.

KAY, M. (1947): *Geosynclinal nomenclature and the craton.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *31*, 1289-1293.

— (1955): *Sediments and subsidence through Time.* In: *The crust of the Earth* (p. 665-684). - Spec. Pap. geol. Soc. Amer. *62*.

KERCKHOVE, C. (1969): *La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales).* - Géol. alp. (Grenoble) *45*, 5-204.

KHAIN, V.E. (1977): *Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus.* In: BIJU-DUVAL, B. (Ed.): *Structural history of the Mediterranean basins* (p. 353-362). - 25th Congr. int. Comm. Sci. Explor. Mediterranean Sea.

— (1979): *Thrust sheet in the Bolshaya Laba Malaya Laba Interfluve in the front range of the Northern Caucasus* (in Russisch). - Dokl. Akad. Nauk SSSR [Earth Sci.] *235*/1-6, 72-74.

KRYMHOLZ, G., MESEZHNIKOV, M., SACKS, V., SHULGINA, N., & VAKHRAMAYEV, V. (1968): *Sur la méthode de l'élaboration des cartes paléobiogéographiques.* - Proc. IPU, XXLLL. Int. Geol. Congr., p. 239-256.

KUPFERSCHMID, C. (1977): *Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe.* - Eclogae geol. Helv. *70*/1, 1-58.

LECLAIRE, L., CLOCCHIATTI, M., MULLER, C., CAULET, J.P., & GIANNESINI, P.-J. (1976): *Lacunes de sédimentations, séries condensées et nodules de manganèse dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'océan Indien-austral.* - Bull. Soc. géol. France *18*/3, 725-746.

LEMOINE, M. (1959): *Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises.* - Bull. Soc. géol. France (7), *1*, 90-92.

— (1971): *Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise.* - Géol. alp. (Grenoble) *47*, 181-201.

LEMOINE, M., BOURBON, M., & TRICART, P. (1978): *Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) [Sér. D] *286*, 1237-1241.

LEMOINE, M., STEEN, D., & VUAGNAT, M. (1970): *Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: Observations dans le massif de Chabrière en Haut-Ubage (Basses-Alpes, France).* - C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] *5*/1, 44-59.

LIPMANN, R.H., & BOYANOV, J. (1976): *Unterkretazische Radiolarien in den bulgarischen Ostrodophen* (in Russisch, mit engl. Summ.). - Paleontol. Stratigr. Litol. *4*, 37-46.

MARATOS, G., & ANDRONOPOULOS, B. (1967): *La faune trouvée dans les calcaires d'Aliki, Alexandropoulis (Phyllites du Rhodope).* - Bull. geol. Soc. Greece *6*, 348-352.

MILANOVSKY, E.E., & KHAIN, V.E. (1963): *Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes.* In: *Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot.* - Mém. hors sér. 1960-1963 Soc. géol. France *2*, 663-703.

MOKRINSKIJ, V.V. (1939): *La distribution stratigrapho-géographique des terrains à charbon mésozoïques dans la province Crimeo-Caucaso-Caspienne.* - Int. Geol. Congr. Moscow 1939, Rep. XVII. Sess. 1, 503-518.

MOYSISOVIĆ, E. (1880): *West-Bosnien und Türkisch-Croatien.* - Jb. k.k. geol. Reichsanst. *30*, 167-266.

NABHOLZ, W. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.* - Eclogae geol. Helv. *38*/1, 1-119.

— (1948): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal.* - Eclogae geol. Helv. *41*/2, 247-268.

— (1976): *Die Bündnerschiefer im Alpen-Querprofil durch das Tessin.* - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*/3, 605-613.

NAENNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.* - Diss. Zürich, Fretz.

OLDENBURG, D.W., & BRUNE, J.N. (1972): *Ridge transform fault spreading pattern in freezing wax.* - Science *178*/4058, 301-304.

PANTIĆ, N. (1973): *Mesozoic and Paleogene Age of some Metamorphites from Jugoslavia.* In: *Palynology of Mesophytes.* - Proc. palynol. Conf. Novosibirsk 1971, Nauka Moskau.

— (1978): *Palynological Dating of Metamorphic Rocks from Central South east Europe and Geological Implications.* - Proc. IV. int. palynol. Conf. Lucknow 1976-1977, 46-57.

PANTIĆ, N., & GANSSER, A. (1977): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern.* - Eclogae geol. Helv. *70*/1, 59-81.

PANTIĆ, N., & ISLER, A. (1978): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II).* - Eclogae geol. Helv. *71*/3, 447-465.

— (in Vorb.): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III).* - Eclogae geol. Helv.

PESSAGNO, E.A. (1977): *Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges.* - Micropaleontology *23*/1, 56-113.

PESSAGNO, E.A., & NEWPORT, R.L. (1972): *A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts.* - Micropaleontology *18*/2, 231-234.

PFAFFENGOLZ, K.N. (1963): *Geologischer Abriss des Kaukasus.* - Fortschr. sowj. Geol. *5*/6, Akademie-Verlag, Berlin.

PROBST, PH. (1980): *Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo San Giacomo.* - Beitr. geol. Karte Schweiz (im Druck).

RAGUIN, E. (1930): *Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie).* - Mém. Carte géol. France, Paris.

SCHLAGER, W. (1974): *Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors.* - Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. *1*, 49-70.

STAUB, R. (1926): *Südalpen und Dinariden.* - Eclogae geol. Helv. *19*/3, 653-657.

— (1956): *Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der spätherzynischen Massive im alpinen Raum.* - Eclogae geol. Helv. *49*/2, 291-311.

STEINMANN, G. (1910): *Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordilliere Südamerikas.* - Geol. Rdsch. *1*, 13-35.

— (1923): *Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der andinen Geosynklinale.* - Geol. Rdsch. *14*/1, 69-82.

— (1925): *Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?* - Geol. Rdsch. *16*/6, 435-468.

STÖCKLIN, J. (1971): *Stratigraphic Lexicon of Iran. Part 1: Central, North and East Iran.* - Rep. Geol. Surv. Iran *18*.

— (1974): *Possible Ancient Continental Margins in Iran.* In: BURK, C.A., & DRAKE, C.L. (Ed.): *The Geology of Continental Margins.* - Springer, Berlin/New York.

SUESS, E. (1885-1903): *Das Antlitz der Erde* (3 Bde.). - Tempsky, Prag.

TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpen-Synthese.* - Wien 1963.

TRICART, P. (1974): *Les Schistes lustrés du Haut-Cristallin (Alpes cottiennes, France): lithostratigraphie, architecture et tectogenèse.* - Géol. alp. (Grenoble) *50*, 131-152.

TRÜMPY, R. (1954): *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan.* - Eclogae geol. Helv. *47*/2, 315-359 (1955).

— (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.* - Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843-908.

— (1970): *Stratigraphy in mountain belts.* - Quart. J. geol. Soc. London *126*/2.

— (1975): *Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A presumed former Continental Margin and its problems.* - Amer. J. Sci. *275*, 209-238.

VAN ANDEL, T.H. (1975): *Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global Distribution of calcareous Sediments.* - Earth and planet. Sci. Lett. *26*, 187-194.

WEISSERT, H., MCKENZIE, J., & HOCHULI, P. (1979): *Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean.* - Geology (Boulder) *7*/3, 147-151.

WEVER, P. DE, & RIEDEL, W. (1979): *Recherches actuelles sur les Radiolaires en Europe.* - Ann. Soc. géol. Nord *98*, 205-222.

WIEDENMAYER, F. (1963): *Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen); die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik.* - Eclogae geol. Helv. *56*, 529-640.

WIEDENMAYER, F., & BERNOULLI, D. (1965): *Paleotectonic evolution of the western Lombardic Alps from upper Triassic to middle Liassic time.* - Spec. Pap. geol. Soc. Amer. *82*, 223-224.

ZESASHVILI, V.I. (1971): *Stratigrafiya yurskoy slantsevoy Serii tsentral'nogo kavkaza (Stratigraphy of the Jurassic shale Series in the Central Caucasus).* In: *Kollokvium po yurskoy sisteme sre dizemnomorskoy oblasti, Hung.* - Magyar áll. földt. Intéz. Évk. *54*/2 (1969), 219-223.

Tafel 1

Aufgliederung von Schistes-lustrés-Komplexen mit Hilfe von Palynomorphen-Assoziationen, gezeigt am Beispiel der schweizerischen Bündnerschiefer (vgl. PANTIĆ & GANSSER 1978, PANTIĆ & ISLER 1979, PANTIĆ & ISLER, in Vorb.).

1. Obere Kreide (Cenomanian) - Via Mala (1-10):
1 *Corrugatisporites* sp.*
2 *Podocarpidites nageiaformis* ZAKL.*
3 *Latipollis* cf. *heystii* AMERON*
4 *Tricolpopollenites* sp.*
5 *Atlantopollis (Latipollis)* cf. *verrucosus**
6 *Tricolporopollenites* sp.*
7 *Trifossapollenites* sp. (Praecolpatae)*
8 *Tricolporopollenites* sp.*
9 *Ascodinium ovalis* COOKSON & EISENACK**
10 *Deflandrea* cf. *acuminata* COOKSON & EISENACK**

2. Untere Kreide (? Aptian) - Valzeina-Serie (11-18):
11 *Cyathidites australis* COUPER*
12 ? *Camarozonosporites* sp. (? aff. *C. hammeni* AMERON)*
13 *Deltoidospora diaphana* WILSON & WEBSTER*
14 ? *Alisporites* sp.*
15 *Clavatipollenites* cf. *minutus* BRENNER*
16 Angiospermae gen. et sp. indet.*
17 Dinophyceae gen. et sp. indet.**
18 ? *Phoberocysta***

3. Untere Kreide (? Hauterivian-Barrémian) - Klus-Serie (19-28):
19 *Cyathidites australis* COUPER*
20 *Gleicheniidites* sp.*
21 *Gleicheniidites* sp.*
22 *Gleicheniidites* sp. aff. *feronensis* DELCOURT & SPRUMONT*
23 *Microreticulatisporites* sp.*
24 *Pityosporites* sp.*
25 *Cicatricosisporites* sp. cf. *hughesi* DETTMANN*
26 *Clavatipollenites hughesi* COUPER*
27 ? *Eucommiidites* sp.*
28 Dinophyceae gen. et sp. indet.**

4. Oberer Jura - Bedretto (29-34):
29 *Monolites* sp.*
30 *Convolutispora klukiforma* (NILSSON) SCHULZ*
31 *Cycadopites* sp.*
32 *Solisphaeridium* sp.**
33 ? *Dictyotidium shaunovanensis* POCOCK**
34 *Gonyaulacysta* cf. *cladophora* (DEFL.) POCOCK**

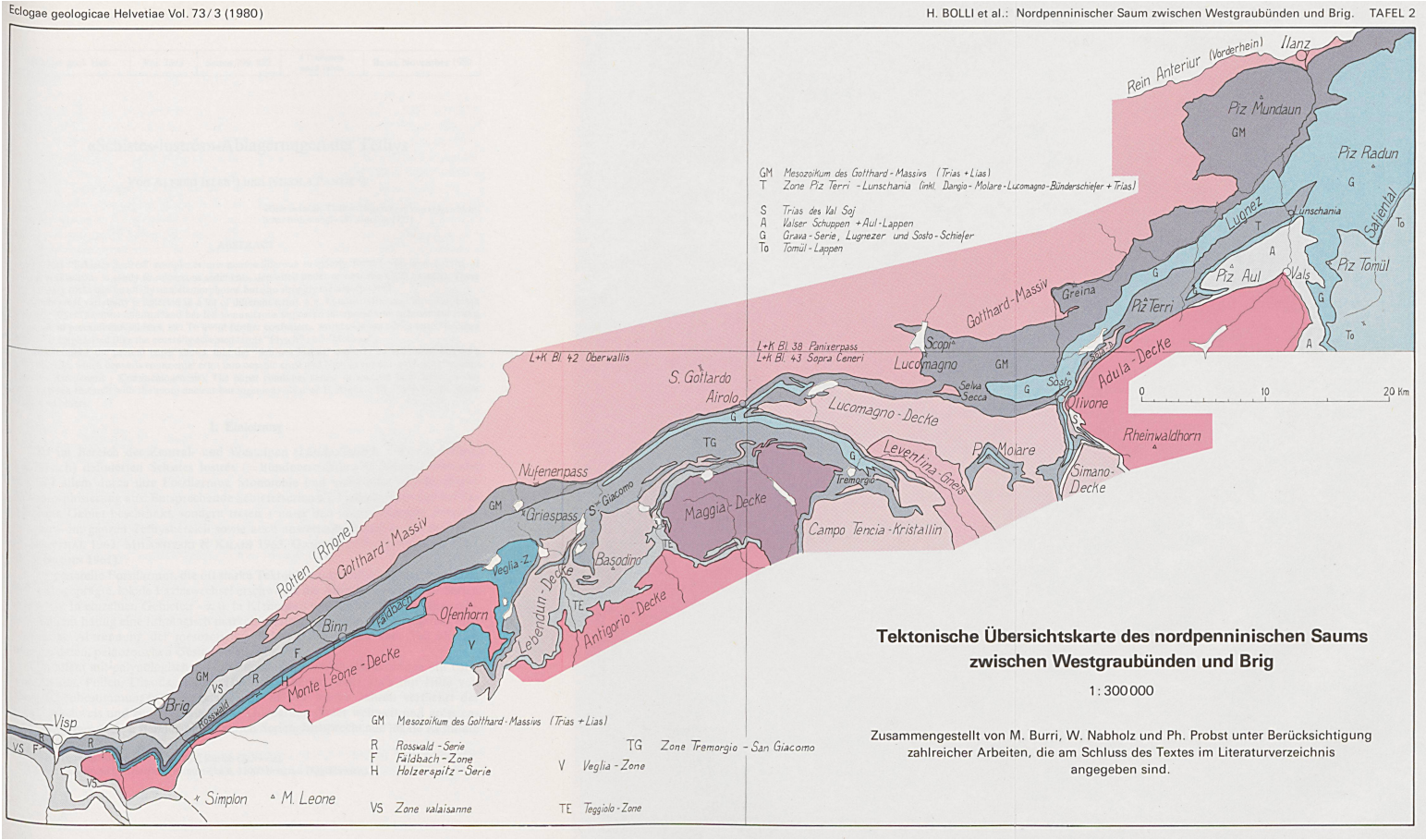
5. Mittlerer Jura - San Bernardino II (35-42):
35 *Selaginellidites* sp.*
36 *Lophotriletes* sp.*
37 *Chasmatosporites apertus* (ROG.) NILSSON*
38 *Cycadopites (Androstrobus)* cf. *manis* (HARRIS) ARJANG*
39 *Ginkgocycadophytus* sp.*
40 *Cycadopites* sp.*
41 *Alisporites* cf. *bisaccus* ROUSE*
42 *Cylodictyon minor* POCOCK**

6. Mittlerer Jura (Bajocian) - Piz Radun (43-52):
43 *Klukisporites* cf. *lacunus* FILATOV*
44 *Cerebropollenites* cf. *carlylensis* POCOCK*
45 *Cyclogranisporites* cf. *orbicularis* POTONIÉ & KREMP*
46 *Quadraeculina* sp.*
47 *Podocarpidites dacrydioides* RICH.*
48 *Podocarpidites* cf. *longi* POCOCK*
49 *Pityosporites* sp.*
50 *Tytthodiscus* sp.**
51 *Gonyaulacysta* sp.**
52 *Hystrichogonyaulax* sp.**

7. Unterster Mitteljura - San Bernardino I (53-58):
53 *Calamospora mesozoica* COUPER*
54 *Protoconiferus* cf. *microsaccus* (COUPER) POCOCK*
55 *Protopicea exilioides* (BOLKH.) POCOCK*
56 ? *Quadraeculina* sp.*
57 *Podocarpidites* cf. *unicus* (BOLKH.) POCOCK*
58 ? *Nannoceratopsis* cf. *gracilis* ALBERTI**

8. Oberer Unterjura - Piz Radun (59-69):
59 *Osmundacidites* sp.*
60 *Concavisporites* sp.*
61 *Podocarpidites verrucosus* VOLKHEIMER*
62 *Anapiculatisporites* cf. *davsoniensis* REIS & WILLIAM*
63 *Alisporites* sp.
64 *Protoconiferus* cf. *microsaccus* (COUPER) POCOCK*
65 *Protopicea exilioides* (BOLKH.) POCOCK*
66 *Protoconiferus* sp.*
67 *Alisporites* cf. *grandis* (COCKSON) DETTMANN*
68 *Classopollis chateaunovi* REYRE*
69 *Scriniocassis* sp.**

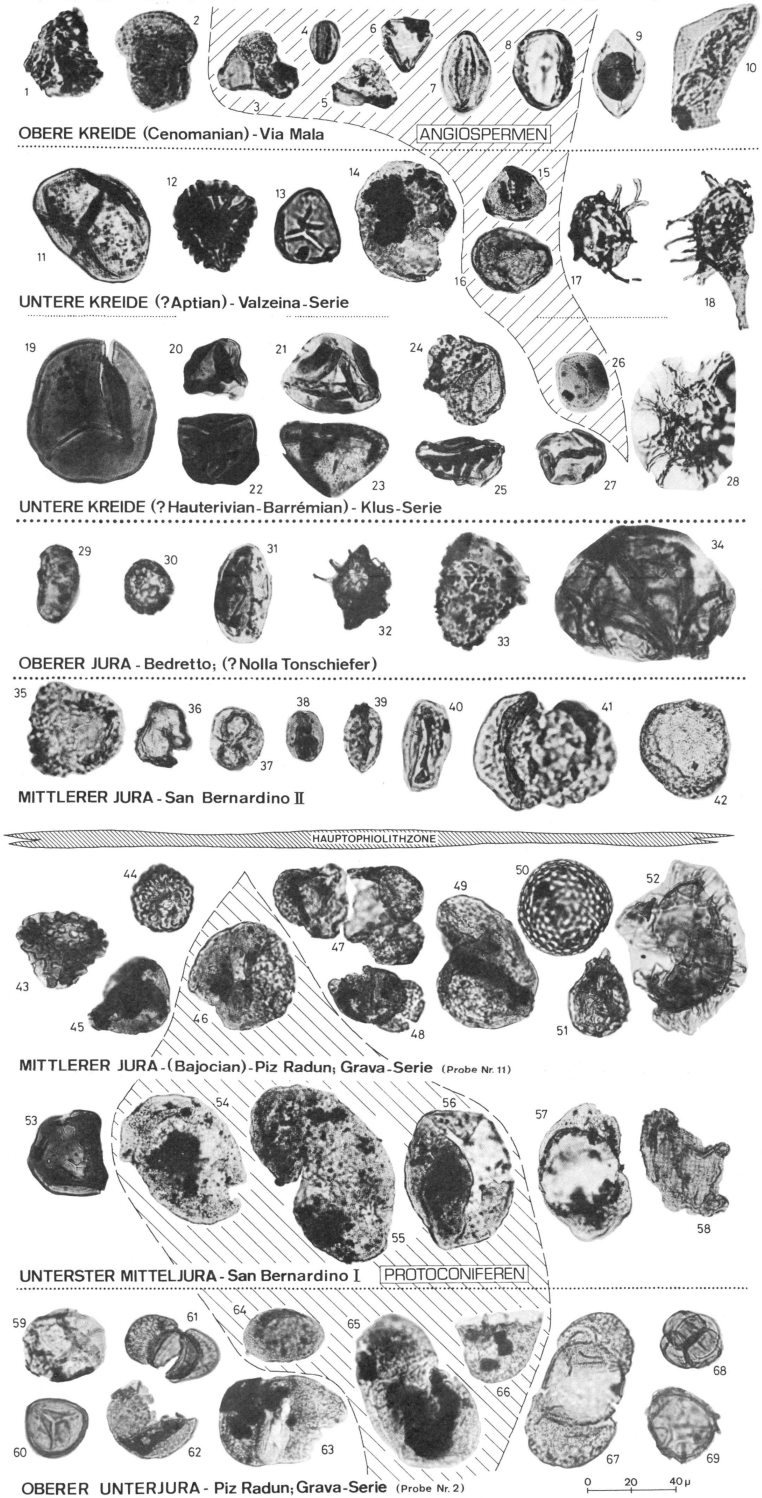
* Terrigene Palynomorphen
** Planktonische Palynomorphen



Tektonische Übersichtskarte des nordpenninischen Saums zwischen Westgraubünden und Brig

1:300000

Zusammengestellt von M. Burri, W. Nabholz und Ph. Probst unter Berücksichtigung zahlreicher Arbeiten, die am Schluss des Textes im Literaturverzeichnis angegeben sind.


OBERE KREIDE (Cenomanian) - Via Mala
ANGIOSPERMEN
UNTERE KREIDE (?Aptian) - Valzeina-Serie
UNTERE KREIDE (?Hauterivian-Barrémian) - Klus-Serie
OBERER JURA - Bedretto; (?Nolla Tonschiefer)
MITTLERER JURA - San Bernardino II
HAUPTOPHIOLITHZONE
MITTLERER JURA - (Bajocian) - Piz Radun; Grava-Serie (Probe Nr. 11)
UNTERSTER MITTELJURA - San Bernardino I
PROTOCONIFEREN
OBERER UNTERJURA - Piz Radun; Grava-Serie (Probe Nr. 2)
0 20 40 µ