

lithe (Dolomite fraglicher Herkunft, evtl. Hallstätter Karbonate; u.a. Lesestücke von ausgelagten Rauhwacken) sind dieser Serie inkorporiert und können leicht mit Anstehendem verwechselt werden.

Tirolische Triasgerölle (Dachsteinkalk, Hauptdolomit), jurassische Kieselkalke und Radiolarite, kein Plassenkalk, sowie faunistische Elemente des Flachwassers (Bioklasten von Rudisten und Austern, Bryozoen, rotaliide und textulariide Foraminiferen und Rotalgen) kommen als distinkte Sand- und Gerölleinschaltungen in den tieferen grauen Mergeln des Glanriedels und des Schloßberges vor. Die begleitende planktonische Mikrofauna aus den Mergeln enthält: *G. linneiana*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. tricarinata*, *Archaeoglobigerina*, *Dicarinella asymmetrica* und Heteroheliciden und entspricht damit den für die basalen Profilanteile üblichen Formen mit der Alterseinstufung von Ob.-Coniac - Unt.-Santon. Da bereits HÖFLING (1982: D16-D20) die selbst aufgesammelten und von den bisherigen Bearbeitern aufgefundenen Fossilien auflistet, wird hier auf eine Faunenaufzählung verzichtet.

HÖFLING (1982: D20) gibt für die Glanegger Serie ein Alter von Unterconiac bis Untersanton an; TOLLMANN (1976a: Taf. 3) und OBERHAUSER (1980: Abb. 50) nennen ein Alter von Ob.-Coniac - Unt.-Santon. Wie das erwähnte Olisthostrom in die gesamte Schicht-Abfolge einzuhängen ist, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

#### 1.8.2.3 DAS GOSAUVORKOMMEN VON MORZG

Das Gosauvorkommen von Morzg repräsentiert eine flachmarine, stark terrigen beeinflusste Fazies und entspricht damit den flachmarinen Äquivalenten, die zwischen dem Beckenzentrum (Glanegg) und der terrestrisch-klastischen Fazies des Gaisbergs vermitteln. Die basalen Anteile bestehen aus Fanglomeraten und Konglomeraten, die hauptsächlich aus Dolomit- und Jurageröllen aufgebaut sind: Hauptdolomit, Dachsteinkalk (Tirolikum), Lumachellekalk (Hallstätter Kalk?), Radiolarienmikrit, Echinodermenspatkalk, Radiolarit, Spiculit, Kieselkalk. Die psammitischen/feinkonglomeratischen Faziestypen beinhalten Quarze und Quarzite über 1 mm Durchmesser mit folgenden Bioklasten:

BIVALVIA:	Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae) Ostreacea Muschelschill unbestimmbar (Fazies: Milioliden-Lumachelle) Inoceramidae
CNIDARIA:	Anthozoa
BRYOZOA:	Cyclostomata
ANNELIDA:	Serpulidae
PROTOZOA:	Miliolacea (massenhaft Milioliden) Textulariina
RHODOPHYTA:	Corallinaceae
CYANOBACTERIA:	große Oncoide (vgl. GRÄF et al. 1980: 98) glaukonitische fecal pellets gelegentlich intragosauische Resedimente (Plastiklaste)

#### 1.8.2.4 DAS GOSAUVORKOMMEN VON ANIF

Diese grobklastischen Fanglomerate/Konglomerate zeigen keine bauxitische Pigmentierung und nur gelegentlich sind sterile Kalkarenite eingeschaltet. Eine knappe Übersicht über die Fazies, Lithologie und Zusammensetzung enthält Tab. 11.

#### 1.8.2.5 DIE GOSAU VOM GAISBERG

Die zumeist grobklastisch ausgebildeten Serien der Gaisberggosau beinhalten Kohleeinschaltungen, Süßwassergastropoden und Pflanzen, weisen eine ungefähre Mächtigkeit von 400 m auf und werden in das Coniac gestellt (DEL NEGRO, 1979b: 339).

Die basalen Transgressionsserien zeigen in ihren tiefsten Anteilen eine Wechsellagerung von meist dicken massigen Bänken (1-10 m) und Lager von bauxitischem Feinkorn (unreiner Bauxit, bauxitischer wackestone, auch bauxitische Erde), die gelegentlich von Geröllschnüren durchzogen sind. Mitunter trifft man auch typische Rinnefüllungen (scour-and-fill structures) an. Die retrogradierende, sedimentologisch-fazielle Entwicklung beginnt mit + in situ-Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien, geht kontinuierlich in alluviale Fächersedimente über (inner, middle fan) und endet aufschlußbedingt mit den Serien des äußeren Fächers und der Fluß-

auenlandschaft (Kohlebildung, Süßwassergastropoden). Die Verzahnung der terrestrisch-klastischen Serien mit dem seicht-/flachmarinen Schelf vollzieht sich in der Gosau von Morzg. Beachtenswert ist die Existenz von Mittel-(Unter?-)kreide-Geröllen, die aus Lithareniten/Feinbrekzien mit einem hohen Anteil an (Gang-)Quarzen, polykristallinen Quarzen und bis zu 3 mm großen Quarziten bestehen. Orbitolinen, sowie Bioklasten/Biomorpha von Rudisten, Muscheln, Korallen, Gastropoden, Textulariiden und Rotalgen (Corallinaceen) und Grünalgen (Dasycladaceen) stellen typische Vertreter des Flachmarins dar. Fazies und lithologische Prägung erinnern sehr an das Cenoman der Griesbachalm (vgl. Kap. 1.2.3.1). Das Vorherrschen von verschiedenen Dolomitvarietäten (dolomitischer Algenlaminit, feinkörniger Dolomit mit Sprossung großer Dolomitrhomboeder, grobkörniger Dolomit) gefolgt von jurassischen Gesteinen (Radiolarit, Radiolarienmikrit, Spiculit) weist auf lokale Abtragungsgebiete des Tirolikums hin. Dachsteinkalkkomponenten sind wahrscheinlich tirolischer Abstammung. Keine zweifelsfreie Deutung gibt es für ein oberjurassisches Flachwassergeröll mit *Clypeina jurassica*, das entweder aus dem N - wie auch die Mittelkreidegerölle - bezogen wird und dann als Sulzfluhkalk mittelpenninischer Stellung benannt werden muß oder, was regional näher liegt, von S als Abtragungsprodukt des auf hochjuvavischen Dachsteinkalk auflagernden Plassenkalkes verfrachtet wird. Darüberhinaus muß auch auf die Existenz des Plassenkalkes auf dem Tirolikum hingewiesen werden - z.B. bis zu 200 m mächtiger Plassenkalk auf dem Schafberg-Tirolikum des Wolfgangseegebietes (PLÖCHINGER, 1973: 35). Da am Hochstauffen-Südabhang höchstwahrscheinlich auch Hallstätter Gesteine aus südlichen Abtragungsgebieten (Kugelbachfurche - vgl. HERM, 1962a: 330) angeliefert wurden, kann wohl auch am Gaisberg mit verschiedenen Schüttungsrichtungen gerechnet werden. Möglicherweise verkörpern die im Gosauvorkommen am Hochstauffen als gosauische Resedimente angesprochenen Litharenite Mittel-(Unter?-)Kreidegerölle (vgl. Kap. 1.8.2.1), die dann (wie die anderen kalkalpinen tirolischen Komponenten) von N zu beziehen wären.

### 1.8.3 DIE GOSAUVORKOMMEN AUF DEM JUVAVIKUM (S-FAZIES)

#### 1.8.3.1 DIE GOSAU DES LATTENGEIRGSPLATEAUS

##### 1.8.3.1.1 DIE TRANSGRESSIONSSERIE DER BASISBREKZIEN UND FOSSILSCHUTTKALKE

Dieser Gebirgsstock bezieht in der tiefen Gosau im wesentlichen Aufarbeitungsprodukte der auf dem Plateau wirksamen, nach dem Reliefausgleich strebenden Erosionsprozesse. Dennoch ist es eine Tatsache, daß selbst auf dem Plateau bereits vom Beginn an mit dem Auftreten bauxitischen Serien, wenn auch sporadisch, detritärer Quarz (Silt-/Psammit-Fraktion) nachgewiesen werden kann. Dieser mag aus den Raibler Schichten bezogen werden, obwohl die Raibler Schichten nur untergeordnet als Sandstein (-ein echter Sandstein wie ein Sublitharenit ist sehr selten, z.B. Scharnkopf/Innzell-) auftreten und im Lattengebirge an den wenigen Fundpunkten hauptsächlich Mergel und Kalke vorkommen. In den Loferer Steinbergen stellte GÖKDAK (1974: 12/13) an Hand des Lösungsrückstandes (Silt/Psammit-Fraktion) in der Basaleinheit "A" (FISCHER, A., 1964) der zyklischen Abfolge des Dachsteinkalkes (Loferite) Quarzkörner (0,6 mm), Glimmerschiefer-(Gneis-) Bruchstücke (0,5 mm), Feldspäte und Epidote fest. Diese Basaleinheit enthält als Emersionshorizont gegenüber dem gebankten Dachsteinkalk erhöhte Tongehalte (Chlorit, Illit, untergeordnet Kaolinit - GÖKDAK, 1974). Die Anwesenheit von Tonmineralien ist eine Vorbedingung für die Bildung von lateritischen Erden und Bauxiten. Neben den Raibler Schichten erweist sich als besonders tonreich natürlich das Haselgebirge, das in etlichen Gosauvorkommen (z.B. Wolfgangsee) in Form von Aufarbeitungsprodukten (Sedimente und Vulkanite!) nachgewiesen werden kann. Die Problematik und die kontroversen Standpunkte bezüglich der allgemeinen Bauxitgenese im Zusammenhang mit den primären Liefergesteinen und der endgültigen Deponierung wird in einem gesonderten Kapitel behandelt (vgl. 2.6).

Grundsätzlich erfolgt die Bildung von Roterden, bauxitischen Sedimenten und echten Bauxiten nur innerhalb einer Phase, die je nach der paläogeographischen Position unterschiedlich lange andauert - z.B. unterliegen Hochgebiete einer längeren, subaerischen Exposition und Verwitterungsperiode als tiefe Einmündungen mit früherer Meeresingression. Die lateritische Verwitterung greift auf Spalten tief in den Dachsteinkalk-/dolomit ein und findet sich auch in kleinen Klüften und Lösungshohlräumen mit dem eindeutigen Charakter der sedimentären Platznahme (Abb. 35). Die über den morphologisch gegliederten Transgressionsuntergrund diskordant einsetzenden Brekzien (Abb. 36) bestehen fast ausschließlich aus Dachsteinkalkkomponenten, calichi-

Abb. 35

Lok.: Röthelbach 920 m NN

Das Handstück aus dem Transgressionsuntergrund (Dachsteinkalk) ist entlang (Haar-)Klüften und Lösungshohlräumen und primär bestehenden Fenstergefügen (birds eyes) mit sedimentärem Bauxit erfüllt. In manchen Hohlraumfüllungen ist sogar eine feine Schichtung mit der Anreicherung kleiner limonitischer Erzkörner erkennbar. Der Dachsteinkalk ist rot eingefärbt.

Abb. 36

Lok.: Basisbrekzie am Röthelbach unterhalb der Röthelbachalm

Die großen Komponenten kennzeichnen Bruchstücke des Dachsteinkalkes, sowie Kluftkalzite. Die limonitischen Erzkörner (schwarz) liegen entweder als massige, oft zerbrochene Partikel oder als Einfachooide eingebettet im sparitischen Zement.

Abb. 35

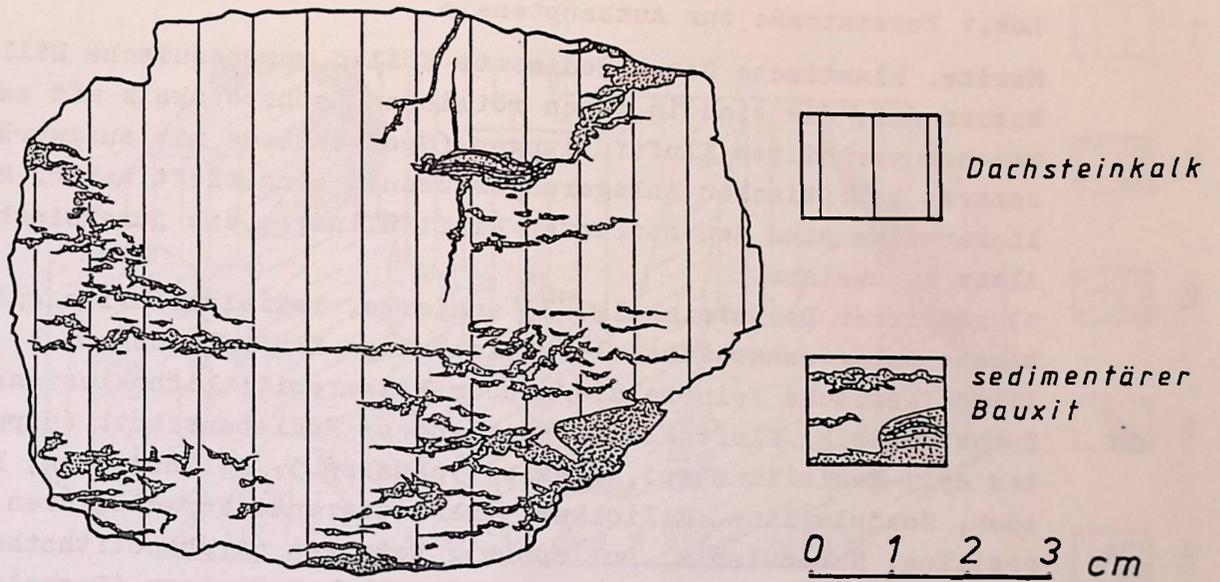


Abb. 36

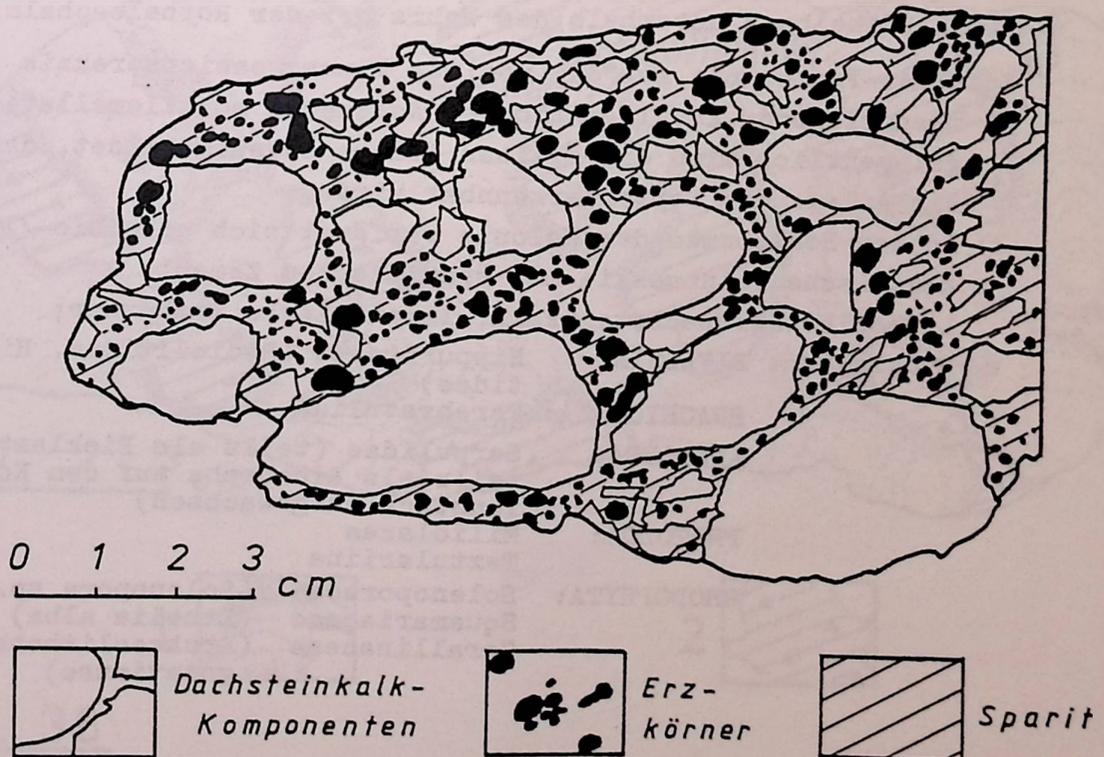


Abb. 37

Lok.: Forststraße zur Anthauptenalm.

Marine, klastische Gosau-Sedimente füllen vorgosauische Rillenkarrren aus, die sich in einen rötlichen Dachsteinkalk mit zahlreichen verheilten Kluftfüllungen (Spelaeotheme mit ausgeprägten zonaren kalzitischen Anlagerungssäumen) eingetieft haben. Möglicherweise sind den zonierten Kluftfüllungen ein jurassisches Alter zuzuweisen.

1) rötlicher Dachsteinkalk; 2) zonierte, radialstrahlige sparitische Anlagerungssäume als vollständige Kluftfüllungen; 3) biolithoklastische Feinbrekzie/grober Kalkarenit; Lithoklasten: Dachsteinkalk, Kluftkalzit; Bioklasten: Rudistenschutt (Hippurites sp., Radiolites sp., Plagioptychus sp.), Echinodermen, Inozoen, Textulariina, Miliolina, inkrustierende Foraminiferen (Placopsilina, Nubecularia, Bullopora), Rotalgen (Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp., Ethelia alba); Grünalgen (Dasycladaeen); 4) sedimentärer  $\pm$  mikritreicher Bauxit ( $\pm$  Erzkörner, eingeschwemmte Gastropoden); 5) grober Fossilschutt: Rudisten, Gastropoden, Rotalgen.

Abb. 38

Lok.: Röthelbach unterhalb des Wehrs bei der Röthelbachalm.

Korallen-Framestone aus der marinen Transgressionsbrekzie

1) mäandrierende Korallenkolonie (Actinacis multilamellata); nur gelegentlich sind die kleinen Kelche so ausgebildet, daß auch die Anlage der Septen erkennbar wird.

2) in den Hohlformen der Kolonie verfängt sich eine bio-/lithoklastische Feinbrekzie mit sparitischem Zement;

Lithoklasten: Dachsteinkalk, limonitische Erzkörner;

Bioklasten: BIVALVIA: Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae)

BRACHIOPODA: Terebratulida

ANNELIDA: Serpulidae (teils als Bioklasten, teils als Biomorpha auf dem Korallenstock aufgewachsen)

PROTOZOA: Miliolacea  
Textulariina

RHODOPHYTA: Solenoporaceae (Solenopora sp.)  
Squamariaceae (Ethelia alba)  
Corallinaceae (Archaeolithothamnium gosaviense)

Abb. 37

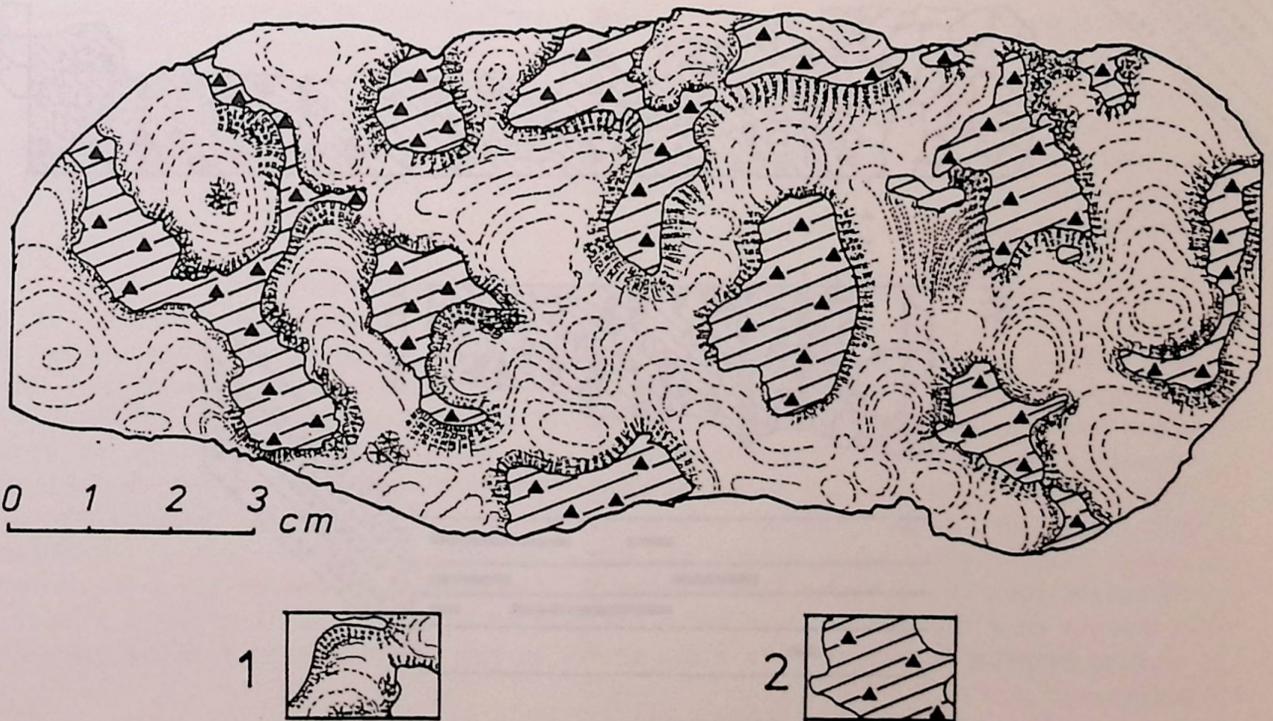
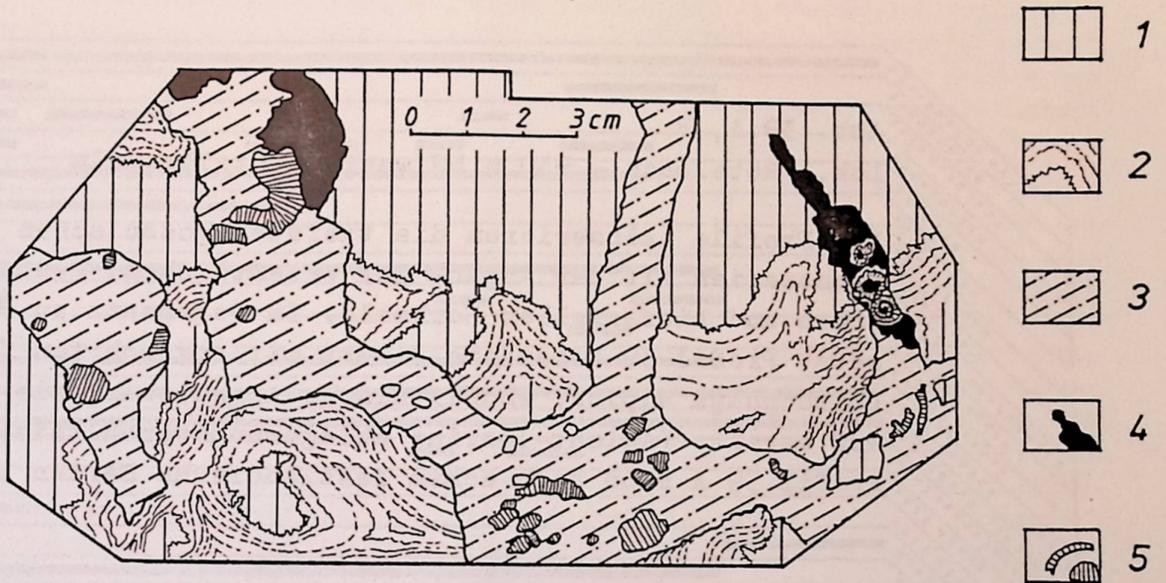


Abb. 38

Abb. 39 A, B

Lok.: Rötelbach - 930 m NN westl. Rötelbachalm

Die Profile illustrieren die tiefsten, gosauischen Transgressionsserien mit der Angabe der wesentlichen, sedimentologischen und biofaziellen Merkmale. Im Gegensatz zu Profil 39 A setzt Profil 39 B bereits direkt mit angebohrten Komponenten (*Lithophaga alpina*; endolithische Algen) ein, die den Hinweis auf bereits (seicht-)marine Ablagerungsverhältnisse geben. In Profil 39 A sind noch echte festländische Serien erhalten.

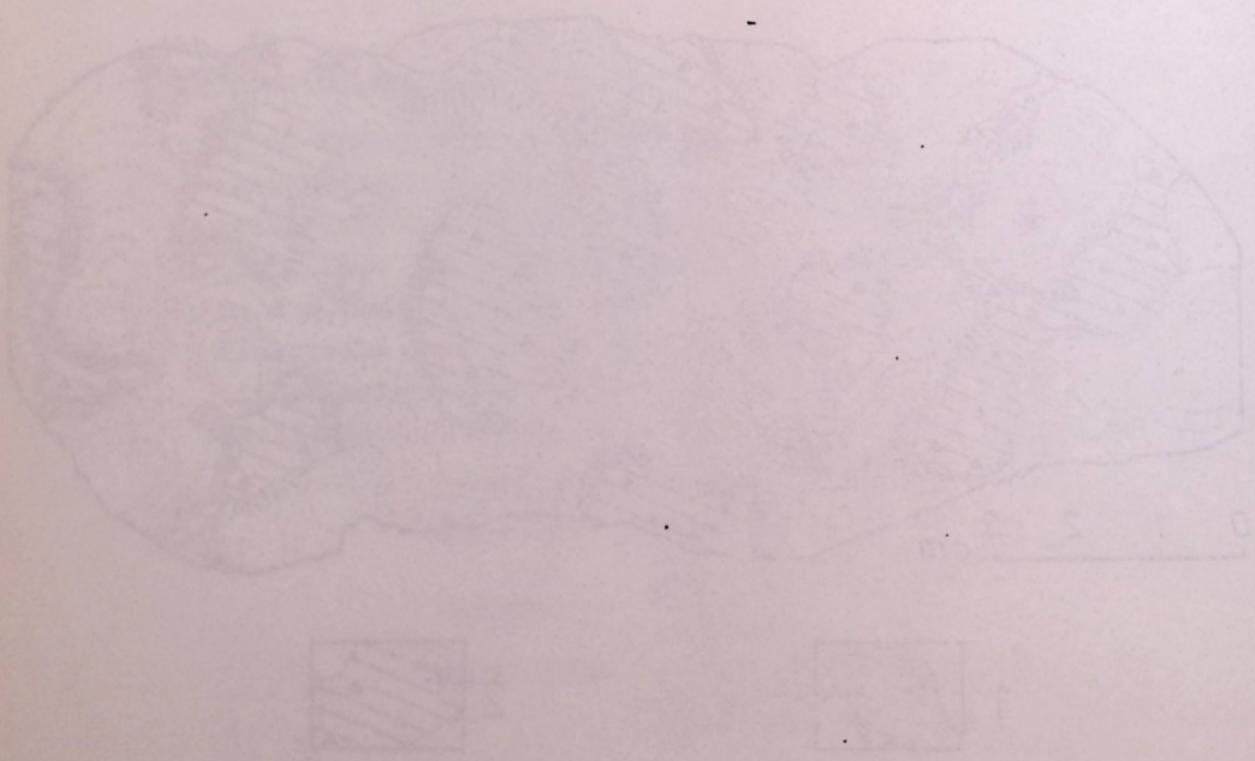


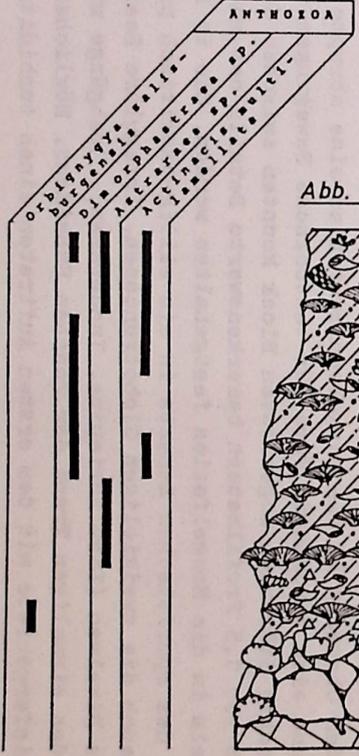
Abb. 39

Abb. 39 a

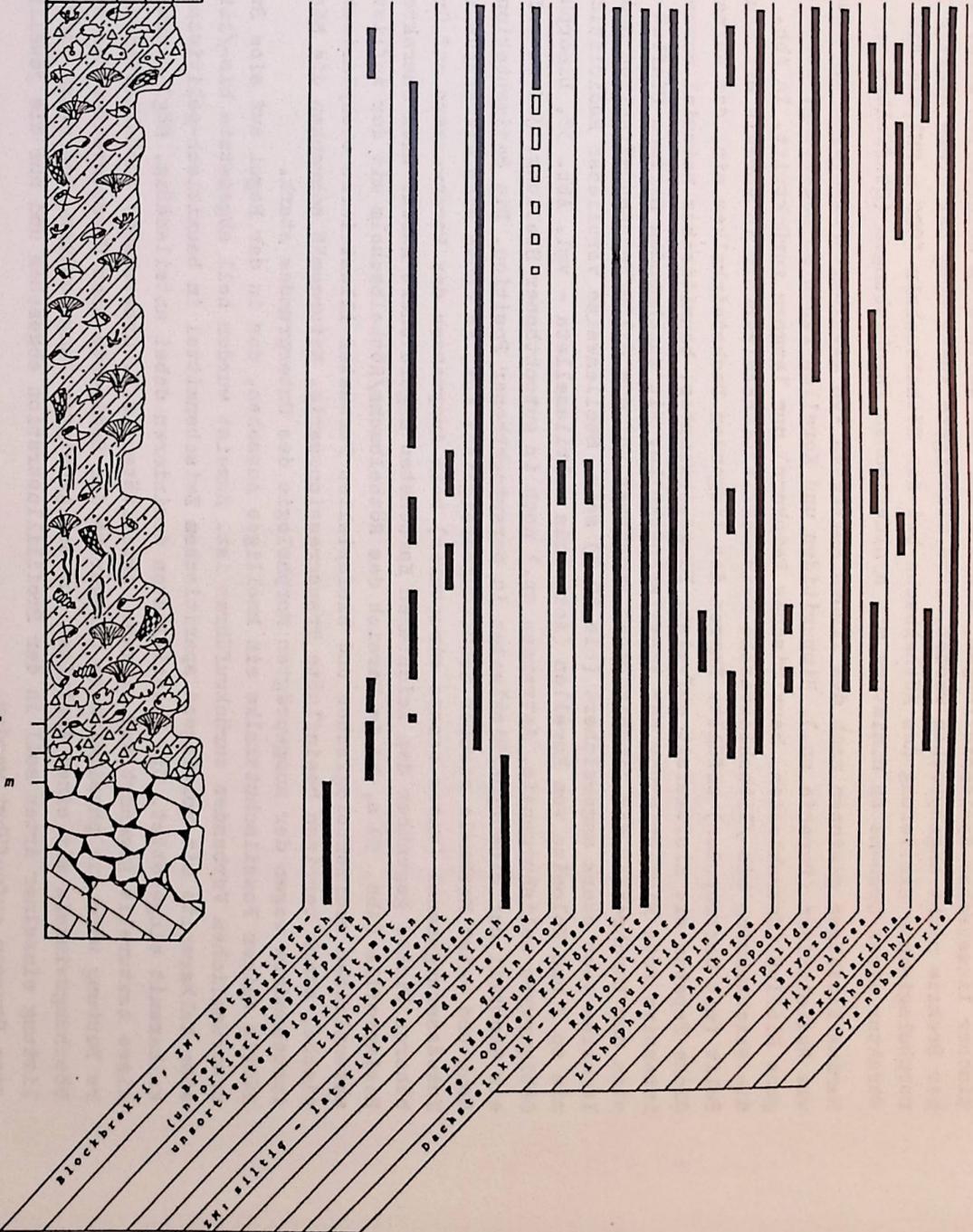
KORNGRÖSSE  
Feinsand  
Sand/Kies  
Steine



Abb. 39 b



O. Leiss  
8/7/67



Blockbrakzio, ZMI lateritisch  
(unbestimmte, bauxitisch  
unbestimmte Blockparit)  
ZMI siltig - lateritisch  
Lithokalkstein  
ZMI sparitisch  
Lithokalkstein  
Gebirg  
Feinsand  
Fe - oolide, Erzstein  
Dachsteinkalk - Erzstein  
Mergel  
Mergel  
Lithophane alpine  
Gastropoda  
Anthozoa  
Serpulida  
Bryozoa  
Mollusca  
Textularia  
Rhodophyta  
Cyanobacteria

fizierten und durch die lateritische Verwitterung düsterrot pigmentierten derselben, Kluftkalziten und limonitischen Erzkörnern (massig, zerbrochen und als Einfachooide). Da sich die Ooide sicherlich in einem subaerischen lateritischen Bodenhorizont gebildet haben, können diese Erzkörner auch als "Vadoide" (PERIT, 1983) auf Grund ihrer Genese im vadosen Milieu benannt werden. Das Zwischenmittel ist entweder sparitisch oder bauxitisch-pelitisch. Komponenten typischer liassischer Spaltenfüllungen, wie sie auf der Reiteralpe anzutreffen sind, können in der Brekzie nicht angesprochen werden. Ihre mächtigste Ausbildung hat diese Brekzie in der morphologischen Eintiefung des Röthelbachs bei der Röthelbachalm (900 m NN), die die tektonische Struktur eines Grabens en miniature mit synthetischen Abschiebungen (Staffelbrüche) abbildet.

Marine Einflüsse gewinnen nach dem frühen Auftreten von Bioklasten/Biomorpha des Flachwassers wie Radiolitiden (*Durania* sp.), Hippuritiden und Korallen rasch an Bedeutung, wobei der terrigene Einfluß (Extraklasten, bauxitisches Feinkorn) nur langsam zurücktritt. In Abb. 37 dringt die seichtmarine bio-/lithoklastische Feinbrekzie/Lithokalkarenit in vormals mit bauxitischem Pelit (mit Gastropoden) erfüllte Karren des liegenden Dachsteinkalkes ein, der seinerseits dicke Tapeten mit Kluftkalzit aufweist. Eingeschwemmes, bauxitisches Material verursacht eine intensive rote Pigmentierung der Fossilschuttkalke. Mit zunehmendem marinen Einfluß verringert sich der Durchmesser der limonitischen Erzkörner auf die Silt-/Feinsand-Fraktion und kann stellenweise sehr stark angereichert (bis 40 %) sein. Stellenweise verblieben Radiolitiden (*Durania* sp.) und Kolonien von Korallen (*Actinacis multilamellata* - vgl. Abb. 38, *Dimorphastraea* sp., *Orbignygyra salisburgensis*, *Astraraea* sp.) noch in autochthoner Stellung, jedoch befindet sich ein Großteil der Biomorpha/Bioklasten in parautochthoner Position. Die Sedimentationsrate ist hoch und weist Merkmale rascher Schüttungsereignisse auf, in denen sich die Erzpartikel im Entwässerungskanal (water escape structures) beim Auspressen des Porenwassers auf Grund der höheren Dichte gegenüber den leichteren Karbonaten angereichert haben. Zwei charakteristische Basisprofile (Abb. 39 a, b) im Bereich des Röthelbachs/Röthelbachalm mit der Auflistung der wesentlichen sedimentologischen und biofaziellen Parameter illustrieren exemplarisch eine typische, stark terrigen beeinflusste Transgressionsserie. Naturgemäß schwanken die Mächtigkeiten insbesondere wegen der ausgeprägten Morphologie des Untergrundes stark.

Häufig zeigen Fossilschuttkalke ein knolliges Aussehen, das in der Regel auf eine Störung des ursprünglichen Verbandes zurückzuführen ist. Zumeist wurden hell abgesetzte bio-/lithoklastische Kalkarenite mit vorwiegend sparitischem Zwischenmittel im bauxitisch-pelitischen Lithokalkarenit eingebettet. Die Plastiklasten dominieren dabei anteilmäßig. Möglicherweise ist diese texturale Eigenart auf biogene Aktivitäten (z.B. Crustaceen) zurückzuführen. Eine andere Deutung wäre die physikalische Umlagerung der Sedimente nach Überschreiten des standfesten Böschungswinkels mit einem Abgleiten auf der geneigten Hangschulter. Von einer minutiösen Auflistung einzelner Arten soll in der Profilillustration abgesehen und nur die jeweils wichtigsten Gruppen aufgeführt werden.

#### 1.8.3.1.2 DER ÜBERGANG DER FOSSILSCHUTTKALKE IN DIE MERGELIGE FAZIES

Verfolgt man die harten, roten bis fleischfarbenen Fossilschuttkalke entlang des Röthelbachs, so fällt auf, daß der Übergang in die Mergelsedimentation eine abrupte Änderung der Scherfestigkeit bedeutet und eine bevorzugte Fuge für tektonische Bewegungen verkörpert. An einem durch schichtsenkrechte Störungen abgesetzten Block konnten zwischen der Dalsenalm und der Moosenalm innerhalb von 1,5 Profilm Metern bemerkenswerte Details des raschen, sedimentologisch-biofaziellen Wechsels in die Mergelfazies festgehalten werden, die in Abb. 40 dargestellt sind. Mit einem Übergang des sparitischen Zements in ein siltig-bauxitisch pigmentiertes Zwischenmittel erscheinen auch die zweikieligen Globotruncanen. Irreguläre Seeigel, an schlammige Verhältnisse angepaßte Bivalven (*Lima rarispina*, *Inoceramen*), Grabgänge mit fecal pellets und 1 Haizahn belegen den einmaligen Trend der raschen Subsidenz. Möglicherweise kündigt sich der Einfluß externer Liefergebiete mit dem ersten Auftreten eines turbiditischen Sandsteinbänkchens an:

Lithologie: Sublitharenit

Flachwasserbioklasten: Rudisten (*Radiolitiden*, *Hippuritidae*),  
Miliolacea  
Textulariina

Planktonen: *G. linneiana*  
*M. pseudolinneiana*  
*Archaeoglobigerina*

Abb. 40

Lok.: Zwischen Dalsenalm und Moosenbachalm 1270 m NN

Detaillierte Profilaufnahme des Übergangs von der Fossil-  
schuttkalkfazies in die tiefen hemipelagischen Mergel in-  
nerhalb von 1,5 Profilm Metern.



Abb. 41

Lok.: bei der Moosenalm, Lattengebirge

Im (hemi-)pelagischen Mergel ist ein geringmächtiger, litho-bioklastischer Schuttstrom (debris flow) aus unverfestigten und semikonsolidierten (sub-)litoralen Schuttkalken eingeschaltet.

Der organische Anteil an Bioklasten und Biomorpha ist gekennzeichnet durch folgende Formen: Rudisten (*Hippurites*, *Radiolites*), *Ostrea* sp., Bryozoen, Serpuliden, Inoceramen, Inozoen, inkrustierende Foraminiferen (*Placopsilina* sp., *Haddonina hagni*), planktonische Foraminiferen (*Globotruncana linneiana*, *G. bulboides*, *M. pseudolinneiana*, *M. tricarinata*, *Archaeoglobigerina* sp.), Rotalgen (*Lithothamnium* sp. *Solenopora* sp.).

Alter: Ob.-Coniac - Unt.-Santon.

1) mergeliger bio-lithoklastischer Kalkarenit; 2) "Mergel": bio-lithoklastischer wackestone; 3) grober Fossilschutt: Rudisten (*Hippurites* sp., *Radiolites* sp., *Ostrea* sp., Serpuliden, Inoceramen, Inozoa, Rotalgen; 4) Lithoklasten: eckige Dachsteinkalkkomponenten.

Abb. 42

Lok.: Forststraße zur Anthauptenalm

Die häufig anzutreffenden Resedimentgerölle (Plastiklaste) zeigen deutlich die Instabilität ehemaliger Sedimentationsräume.

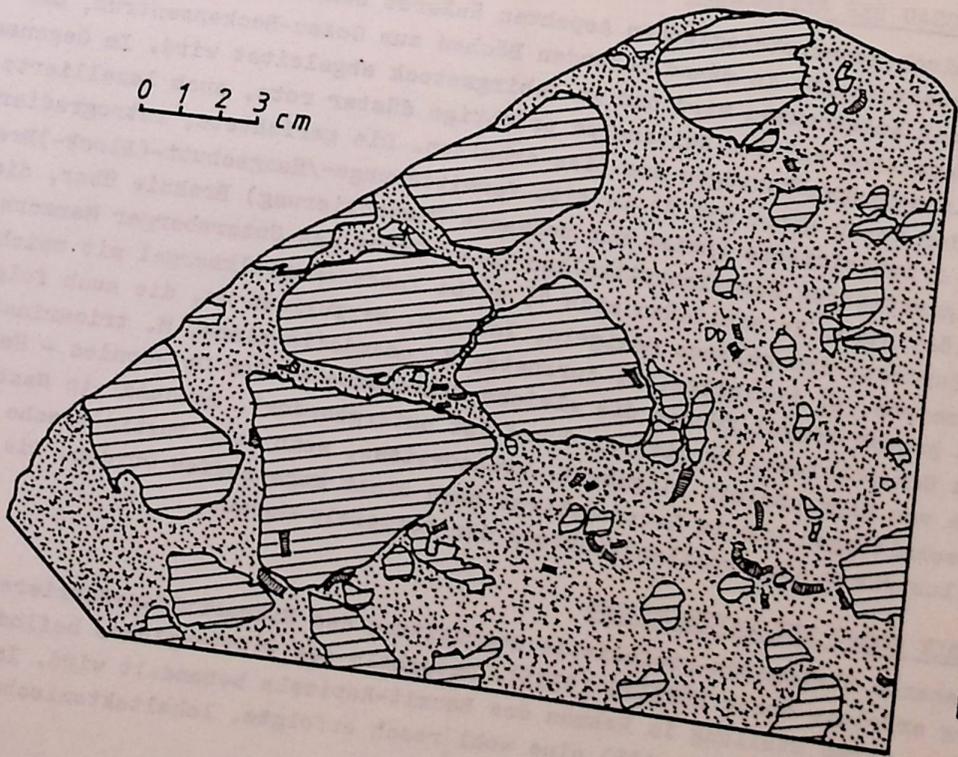
1) Plastiklaste: feiner gelb/rötlich eingefärbter litho-bioklastischer wackestone;  
2) grober intensiv-lateritisch/bauxitisch pigmentierter litho-bioklastischer wackestone; 3) Bioklasten: Rudisten und Inoceramenfragmente.

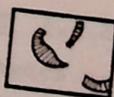
Abb. 41



- 1 
- 2 
- 3 
- 4 

Abb. 42



- 1 
- 2 
- 3 

Komponenten: Dachsteinkalk, Quarz, Quarzit, limonitische Erzkörner

Textur: nach BOUMA (1962) turbiditisches T-Intervall der Strömungslamination - hier mit climbing ripples = nicht-phasengleicher seitlicher Sedimentzuwachs, undulös auffiedernde Laminae mit phasengleichem Sedimentzuwachs; leeseitige Aufprägung neuer foreset-Laminae an bereits erodierten Rippelkörpern.

Der Quarzdetritus ist noch feiner (meist grobsiltig) als die turbiditischen Einschaltungen der hohen Oberkreide. Die anschließenden Mergel enthalten Ammoniten (*Hauericeras* sp.) und bestätigen den noch immer wirksamen Einfluß litoraler Sedimentation durch gravitativ eingebrachten, bereits semikonsolidierten Schutt (bio-/lithoklastischer Kalkarenit) im debris flow (Abb. 44). Das Alter des Profils ist mit Ob.-Coniac - Unt.-Santon einzugrenzen (freundl. mündl. Mitt. durch Herrn Dr. K.F. WEIDICH). Den faunistischen Übergang in die ersten auftretenden Mergel wertete HÖFLING (1982) im Bereich der Dalsenaln an Hand der Mega- und Mikrofauna aus. Jedoch kann die Ablösung der Fossilschuttkalke durch die mergelige Fazies nicht schematisiert werden, dazu waren die bereits prägosauisch angelegten, morphologischen Unterschiede zu bedeutend und Art wie Ausmaß der Umlagerungs- und Resedimentationsvorgänge zu unregelmäßig. Eine häufig anzutreffende Ausbildung der Übergangsfazies sind die gelben "Inoceramen-Mergelkalke", die auffallend viele Inoceramenfragmente und Reste irregulärer Seeigel enthalten, neben eingeschwemmten Flachwasserbioklasten (Rudisten, Rotaliiden, Textulariiden, Rotalgen (Corallinae), Grünalgen (Dasycladaceen) und Planktonen (*G. linneiana*, *M. pseudolinneiana*, *Heteroelliciden*). Häufig sind farblich abgesetzte, semikonsolidierte Resedimente (Plastiklaste). Diese Fazies wurde selbst als Resediment z.B. in Abb. 42 in einem intensiv lateritisch-bauxitisch pigmentierten groben litho-/bioklastischen wackestone eingebettet. Die wesentlichen auffälligen Faziestypen der tiefen Gosau im Lattengebirge bis zur Stabilisierung der Beckenfazies sind:

- in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien
- bauxitische Brekzien
- Fossilschuttkalke: lateritisch-bauxitisch pigmentierte Fossilschuttkalke  
bio-/lithoklastische Kalkarenite + lateritisch-bauxitische Pigmentierung (u.a. Typus des Untersberger Marmors)
- gelbe Inoceramenkalkmergel
- graue mergelige/turbiditische Fazies (Beginn der Beckenfazies)

#### 1.8.3.2 DIE GOSAU DER REITERALPE

Unter geographisch-geomorphologischen Aspekten äußerst bemerkenswert ist der oberflächliche Abfluß zur Schneeschmelze in mäandrierenden Bächen zum Gosau-Beckenzentrum, der von einem Karstschluckloch aufgenommen wird und im Gebirgsstock abgeleitet wird. Im Gegensatz zum Lattengebirge haben sich auf der Reiteralpe prächtige düster rote, auch lamellierte Spaltenfüllungen mit Eisen-Manganüberzügen des Lias erhalten. Die gerichtete, retrogradierende Profilentwicklung der Gosau setzt mit 1) in situ-Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien ein, leitet 2) in  $\pm$  lateritische (meist nur schwache Pigmentierung) Brekzie über, die von 3) lateritisch pigmentierten Fossilschuttkalken (u.a. Typus des Untersberger Marmors, Resedimentkalke) abgelöst wird. Es schließen sich 4) gelbe Inoceramenkalkmergel mit reichlich Inoceramenschutt, Cardien, irregulären Seeigeln, Inozoen, Serpuliden an, die auch folgende Panktonen: *G. linneiana*, *G. bulloides*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. tricarinata* enthalten. Die höheren grauen Mergel führen die gleiche Mikrofauna (Alter Ob.-Coniac - Unt.-Santon) neben einigen Sandschalern. Detritärer Quarz ist untergeordnet, manchmal in Nestern angereichert, auch von Sandschalern eingebaut, nachzuweisen, wenn auch turbiditische sublitharenitische Einschaltungen wie im Lattengebirge noch nicht angetroffen wurden. Die Darstellung Abb. 43 illustriert die Profilentwicklung der Reiteralp-Gosau.

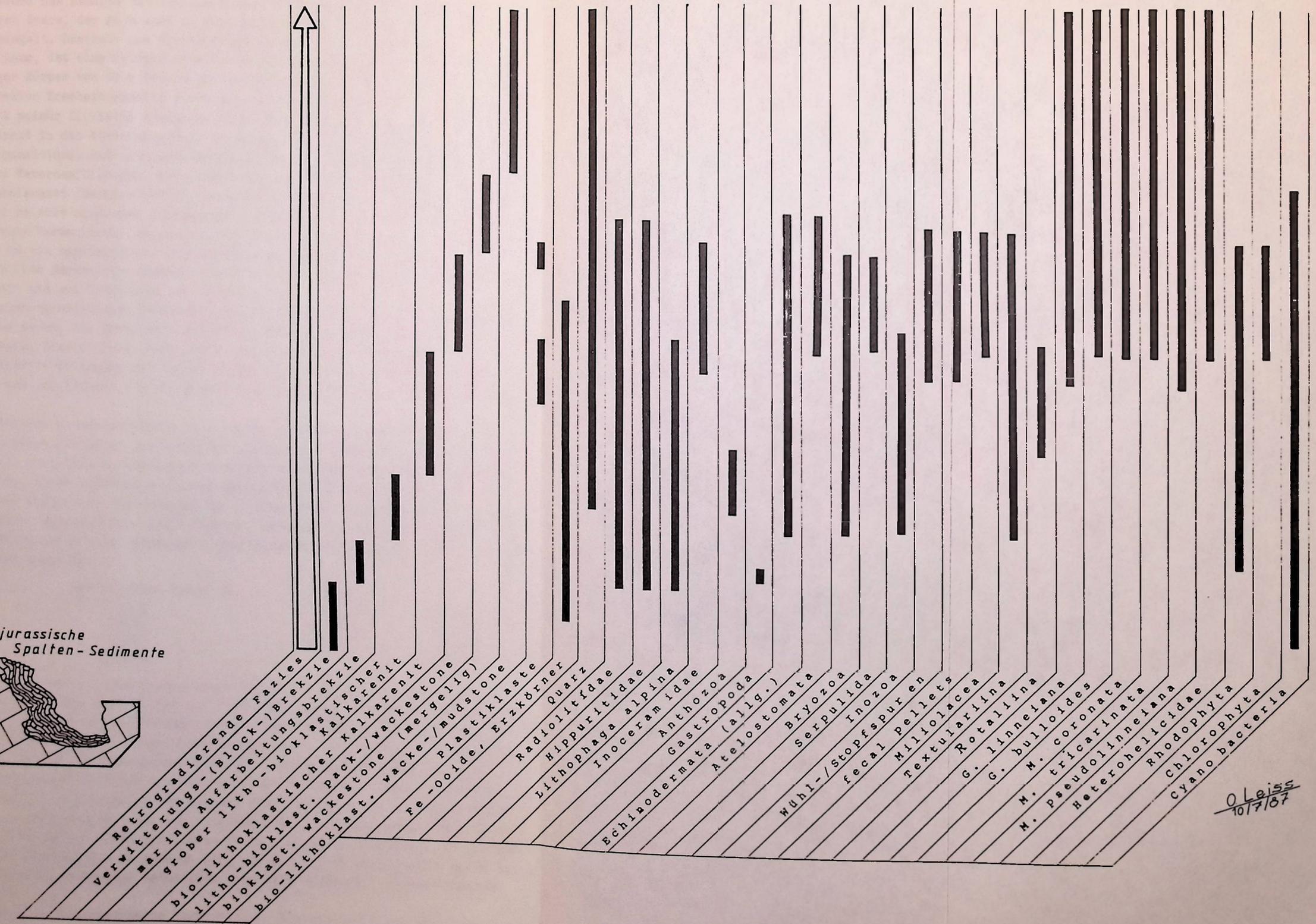
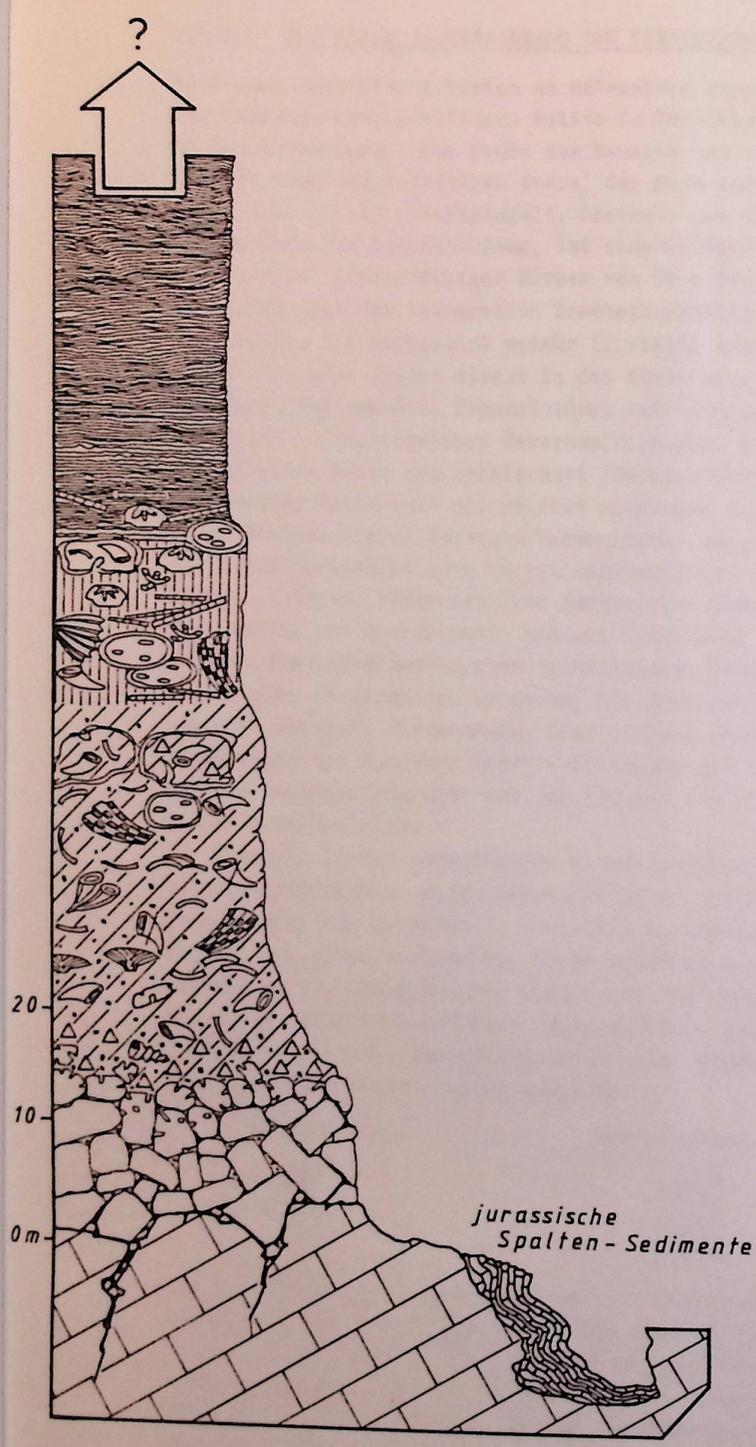
#### 1.8.3.3 DIE GOSAU DES LATTENBERGES

Eine eingehende ökologisch-biofazielle Bearbeitung des Hippuritiden-Barriereriff-Komplexes am Lattenberg erfolgte durch HÖFLING (1985). Unterhalb des Riffkomplexes befinden sich bauxitische Serien, deren Stellung im Rahmen des Bauxit-Kapitels behandelt wird. Interessant ist die Tatsache, daß HÖFLING (1985: 136) eine wohl rasch erfolgte, lokaltektonische Absenkung der

Abb. 43

Lok.: Gosaubecken auf dem Reiteralp-Plateau rund um die  
Neue Traunsteiner Hütte.

Sammeldarstellung der einzelnen Faziestypen zu einem Profil  
mit der Angabe der wesentlichen, sedimentologischen und bio-  
faziellen Merkmale. Im Gegensatz zum Lattengebirge existie-  
ren auf der Reiteralpe gut erhaltene Liassedimente als Spal-  
tenfüllungen. Die Faziestypen der tieferen Gosauserien ent-  
sprechen denen des Lattengebirges.



O. Leiss  
10/7/87

Schelf-Mikroplattform in ein größerräumiges, einheitliches Environment vermerkt. Diese Absenkungstendenz gilt auch für die Fazies des Untersberger Marmors am N-Abhang des Untersberges.

1.8.3.4 DIE GOSAU AM NORDABHANG DES UNTERSBERGES

Wenn auch bauxitische Serien am Untersberg zumeist nur geringmächtig ausgebildet sind, greifen insbesondere bauxitische Pelite in Karsttaschen auf Störungen wie der Brunntalstörung tief in den Untergrund. Eine Probe des Bauxits aus dem ehemaligen Abbau beim Wirtshaus Rositten enthält deutlich detritären Quarz, der sich auch in der geochemischen Analyse von 4,6 % SiO<sub>2</sub> (vgl. Kap. 2.4.2) widerspiegelt. Oberhalb des Kiefer-Hauptbruchs, an der ehemaligen Gleisbrücke über die Brunntalklamm, ist eine relativ unverfestigte, bauxitreiche Gerölllage als langgestreckter, linsenförmiger Körper von 10 m Breite und zentraler Mächtigkeit von 0,8 m abgeschlossen, die dem texturellen Erscheinungsbild einer Rinnenfüllung (scour-and-fill structure) entspricht. Die vermutlich primär fluviatil angelegte Rinne wird entweder sehr rasch vom Meer überflutet oder mündet direkt in den Küstenstreifen, da gelegentlich faunistische Flachwasser-elemente (Gastropoden, Hippuritiden, Radiolitiden, Echinodermen, Milioliden, Textulariiden und Rotalgen) in bauxitreichen Kavernenfüllungen, wie unterhalb der besagten Gleisbrücke nachzuweisen sind. Neben dem Lokalschutt (Dachsteinkalk, Plassenkalk) fand sich ein Sandsteingeröll (sortierter Litharenit mit relativ niedrigem Quarzanteil), das stark an die Fazies der Lechtaler Kreideschiefer (Rotwand/Formarinsee) erinnert; evtl. handelt es sich hier um ein Geröll der Roßfeldschichten oder um ein umgelagertes, intragosauisches Resediment. Weitere aus dem Rahmen fallende, wahrscheinlich jurassische Gerölle sind ein verkieselter Lithokalkarenit mit Radiolarien und Quarzkörnern und ein Kieselkalk mit Radiolarien.

Aus dem Basalkonglomerat, etwa in seitlicher Vertretung der beschriebenen Rinnenfüllung, stammt die in Abb. 44 dargestellte Probe, die sogar eine polymikte Zusammensetzung (Dachsteinkalk, (Haupt?-)Dolomit, Plassenkalk, Hierlatzkalk, Radiolarit, Aptychenschichten) aufweist. Bauxitresedimente und kompakte Kluftverfüllungen mit Bauxit zeigen die Festlandsnähe an, während seltene Rotalgenfragmente und Anbohrungen von Lithophaga alpina ein Indikator auf das bereits litorale Milieu sind.

Der Übergang in den Untersberger Marmor vollzieht sich rasch, wobei die tiefsten Anteile lateritisch/bauxitisch pigmentiert, reich an limonitischen Erzkörnern und Fetzen sedimentären Bauxits sind und kalkalpine, brekziöse Komponenten enthalten. Der Untersberger Marmor selbst besteht aus einem sortierten, stark umkristallisierten Litho-/bioklastischen Kalkarenit mit eingestreuten, limonitischen Erzkörnern und vereinzelt, sedimentären Bauxitfetzen, dessen häufigste Bioklasten Rudisten (Hippuritiden, Radiolitiden), Bryozoen, Inozoen, Anthozoen, Milioliden, Textulariiden und Rotalgen sind. Folgende Verhältnisse von Komponenten, sparitischem Zement und Bioklasten wurden ausgezählt:

Komponenten %	sparitischer Zement %	Biogene	
52,1	45,5	2,4	100 %
56,5	40,8	2,6	99,9 %
54,2	42,7	3,2	100,1 %
61,6	31,7	6,7	99,9 %
64,9	27,8	7,3	100 %

Die Bedeutung des Untersberger Marmors, den historischen Überblick und seine technischen Eigenschaften als Naturwerkstein wurden ausführlich von KIESLINGER (1964) behandelt. Häufig sind in den tiefen, jedoch manchmal auch in den höheren Anteilen der lithokalkarenitischen Fazies brekziöse Lagen - mitunter mit deutlicher lateritisch-bauxitischer Pigmentierung - eingeschaltet. Der Transport der zumeist völlig ungerundeten bis 0,8 m langen Extraklasten vollzieht sich in gravitativen Prozessen (debris flow) und wird mitunter von großen Bioklasten/Biomorpha begleitet (vgl. Abb. 45/46). Das Material der Schuttströme entstammt den litoralen Aufarbeitungsprodukten des landeinwärts (onlap) auf den Untersberg-Gebirgsstock (Juvavikum) vorrückenden Küstenstreifens (retrogradierende Entwicklung). Da hierbei in geologisch kurzer Zeit große Schuttmengen anfallen, die auf dem geeigneten Hang keinen Halt finden, gleiten diese in Schuttströmen ab und häufen sich am Hangfuß vermutlich innerhalb tektonisch vorgezeichneter Strukturen an.

Häufig sind auch aufgearbeitete Internsedimente (Intraklaste, Plastiklaste) von einer zur Zeit der Umlagerung semikonsolidierten Konsistenz. Besonders in den tiefen Anteilen treten Lebens-

Abb. 44

Lok.: Basale Transgressionsbrekzie bei der ehemaligen Gleisbrücke über die Brunntalklamm 630 m NN

Trotz eindeutiger, festländischer Charakteristika (Bauxit-Fetzen, lateritisch-bauxitische Kluftfüllungen) machen sich in der unsortierten polymikten Brekzie bereits erste Hinweise auf litorale Einflüsse durch Rotalgenfragmente (*Archaeolithothamnium gosaviense*) und Anbohrungen durch *Lithophaga alpina* bemerkbar.

1) kalkalpine Komponenten, häufig mit Stylokontakten

Trias: Dachsteinkalk, Dolomit

Jura: Plassenkalk, Hierlatzkalk, Radiolarit, Fazies der Aptychenschichten

2) große Plassenkalk-Komponenten

3) sedimentärer Bauxit als Kluftfüllung und resedimentierte Fetzen

4) Feinbrekzie/Grobsandstein; Komponenten: Karbonate und eingestreuter detritärer Quarz

5) siltig-mikritisches  $\pm$  lateritisch/bauxitisch eingefärbtes Zwischenmittel;  $\pm$  Resedimentationscharakteristika

6) Bohrgänge (*Lithophaga alpina*) mit Silt verfüllt.

Abb. 45

Lok.: Kiefer-Bruch, Untersberger Marmor, Basisserie

Ein matrixreicher Schuttstrom (debris flow) aus grobem litoralem Material mit festländischem Einfluß (lateritische Pigmentierung) greift diskordant in den liegenden Kalkarenit in der typischen Ausbildung des Untersberger Marmors

1) litho-/bioklastische Feinbrekzie/grober Kalkarenit, stark umkristallisiert, lateritische Pigmentierung; Bioklasten: Miliolacea, Textulariina, Rhodophyta, Chlorophyta (*Dasycladaceae*).

2) sortierter litho-/bioklastischer Kalkarenit, stark umkristallisiert

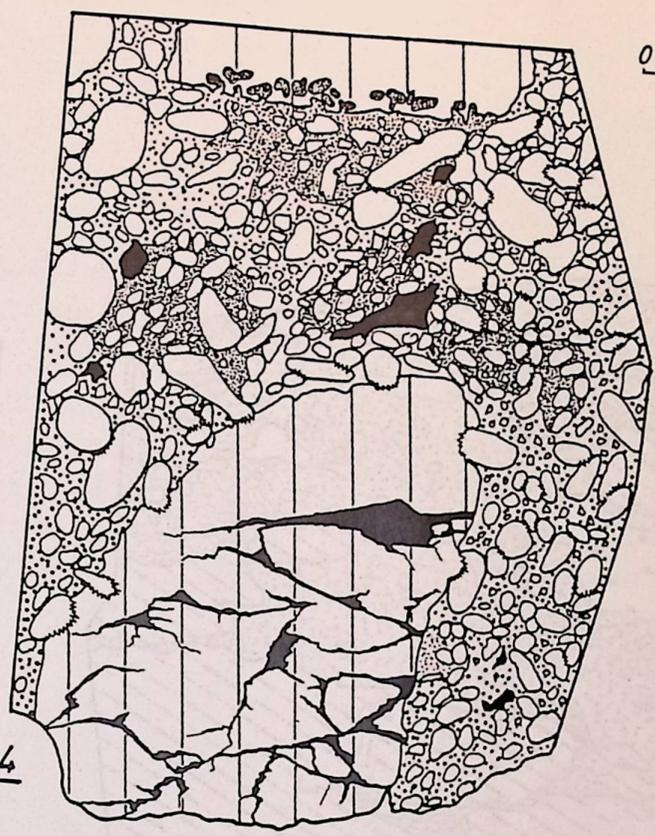
3) Plassenkalk-Komponenten, Anbohrungen durch *Lithophaga alpina*

4) umgelagerter, sedimentärer Bauxit

5) Bioklasten: Hippuritidae, Radiolitidae, Echinodermata, Inozoa, Serpulida, cyclostome Bryozoa

6) Korallenstöckchen von *Actinacis multilamellata*

Abb. 44



0 1 2 cm

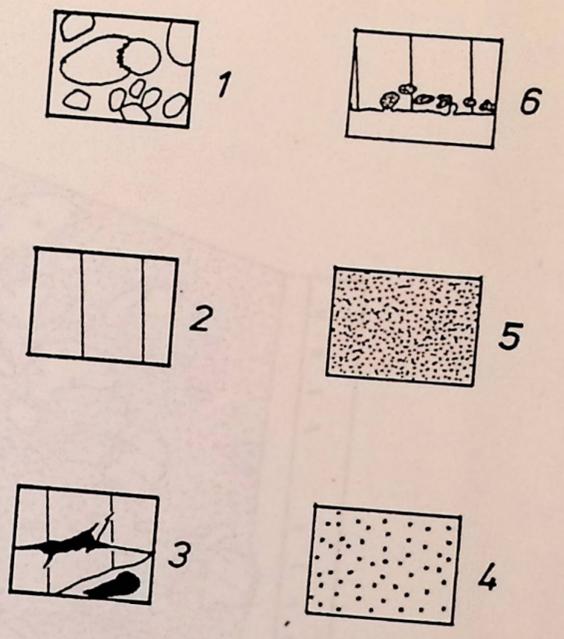
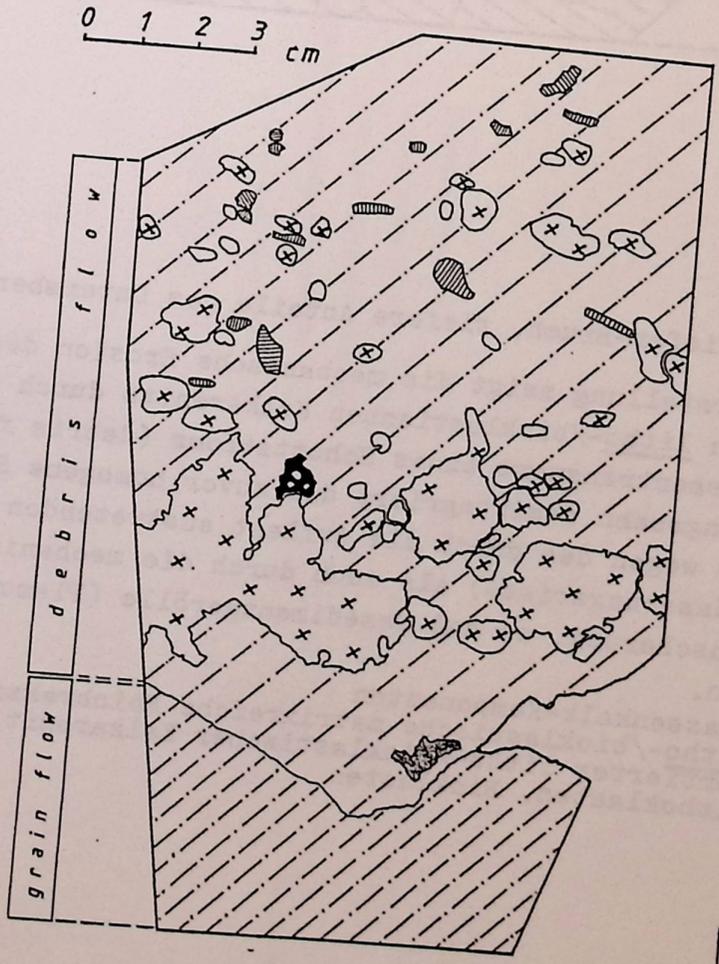
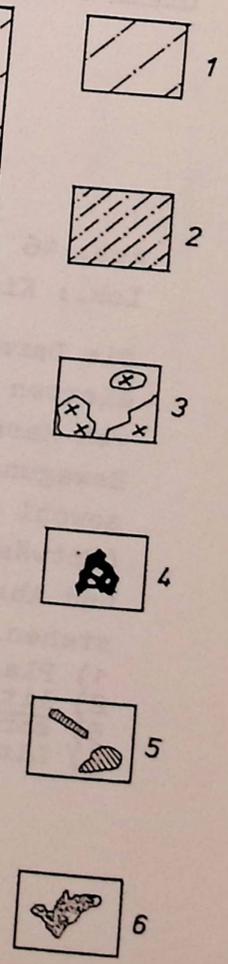


Abb. 45



0 1 2 3 cm



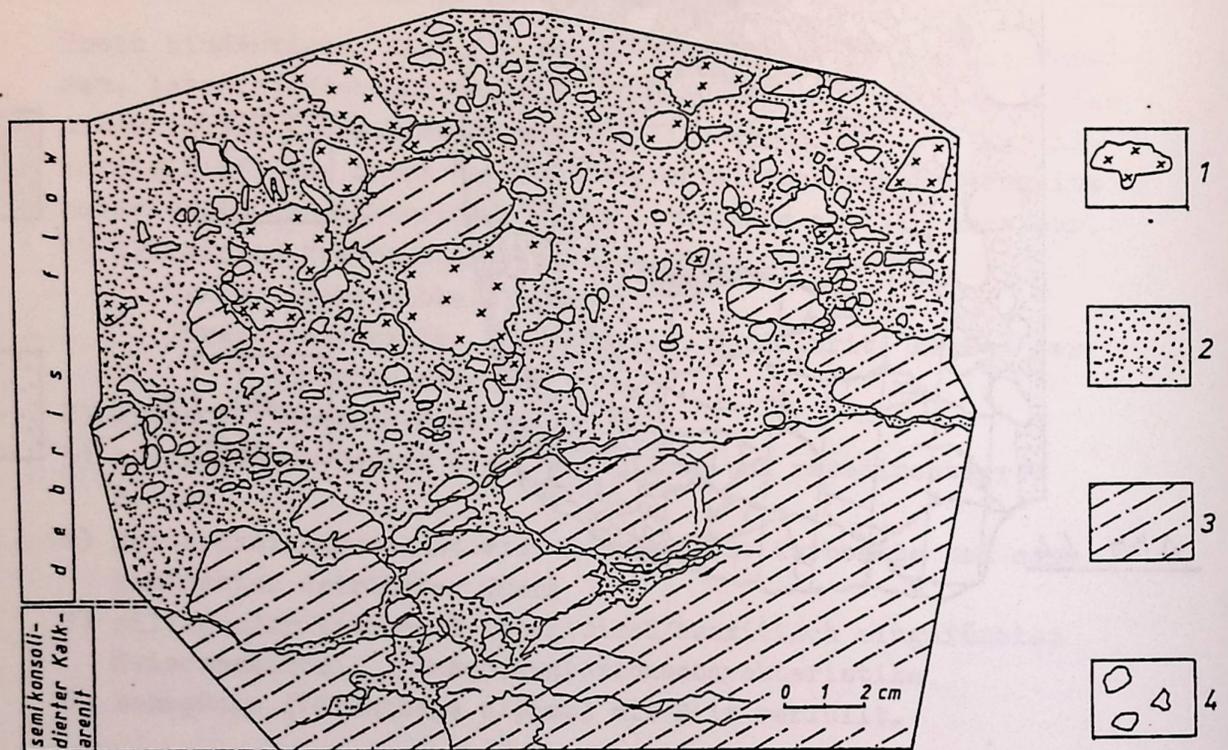


Abb. 46

Lok.: Kiefer-Bruch, tiefere Anteile des Untersberger Marmors.

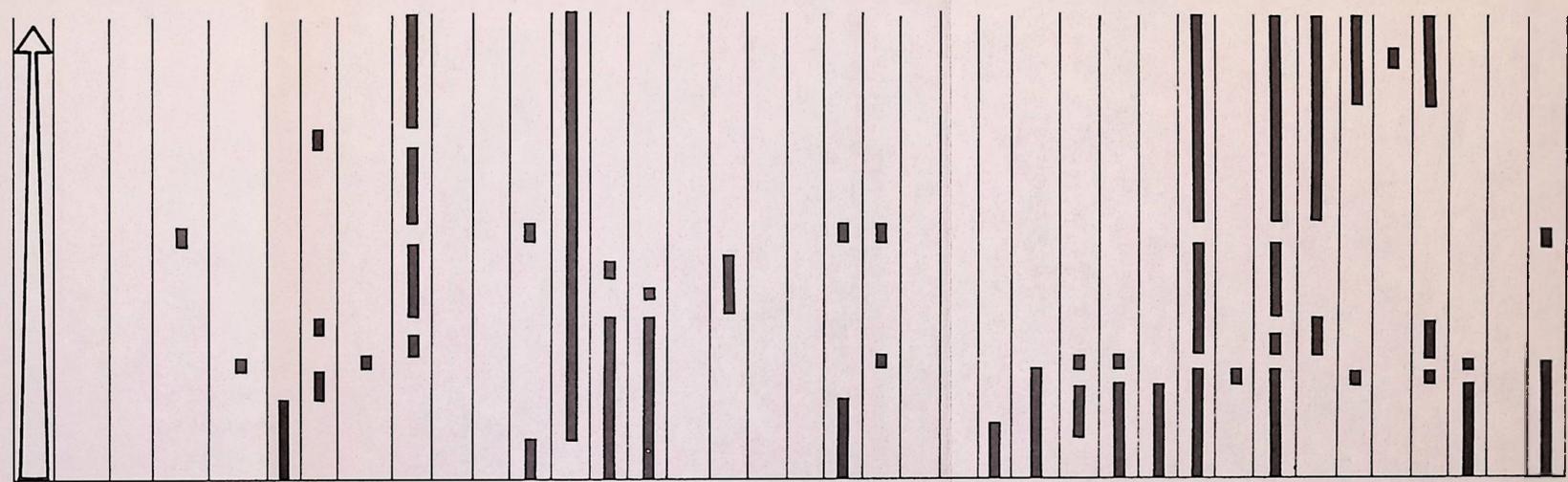
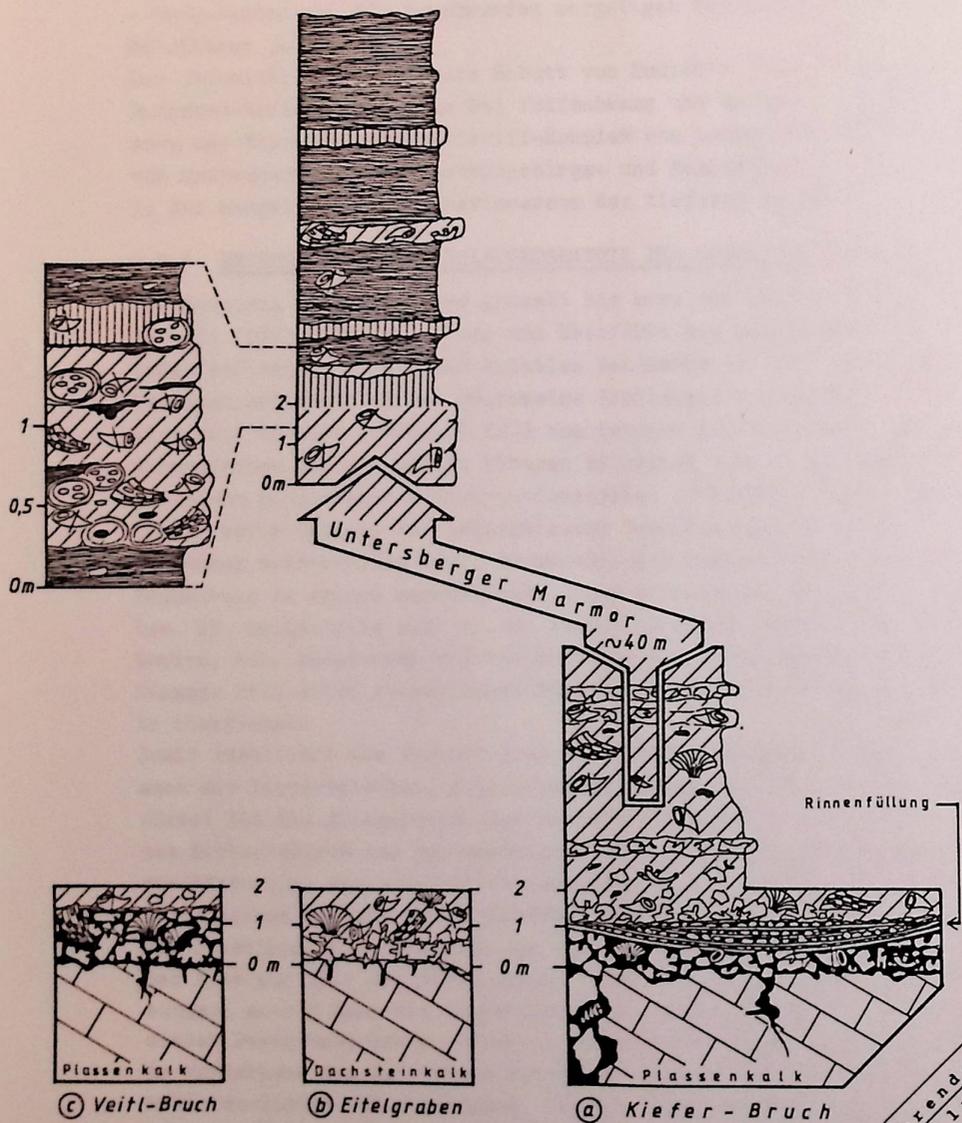
Die Darstellung zeigt die mechanische Erosion des semikonsolidierten litho-/bioklastischen Kalkarenits durch den gravitativen Massentransport eines Schuttstroms (debris flow). Auf der Bewegungsbahn desintegriert die zuvor homogene Sedimentunterlage sowohl wegen des durch die Auflast austretenden Porenwassers (Entwässerungsrisse) als auch durch die mechanische Deformation und Abscherung, so daß Resedimentgerölle (Plastiklaste) entstehen.

- 1) Plassenkalk-Komponenten
- 2) litho-/bioklastische matrixreiche Feinbrekzie/grober wackestone
- 3) sortierter litho-/bioklastischer Kalkarenit, stark umkristallisiert
- 4) Lithoklasten, Bioklasten

Abb. 47 A, B, C

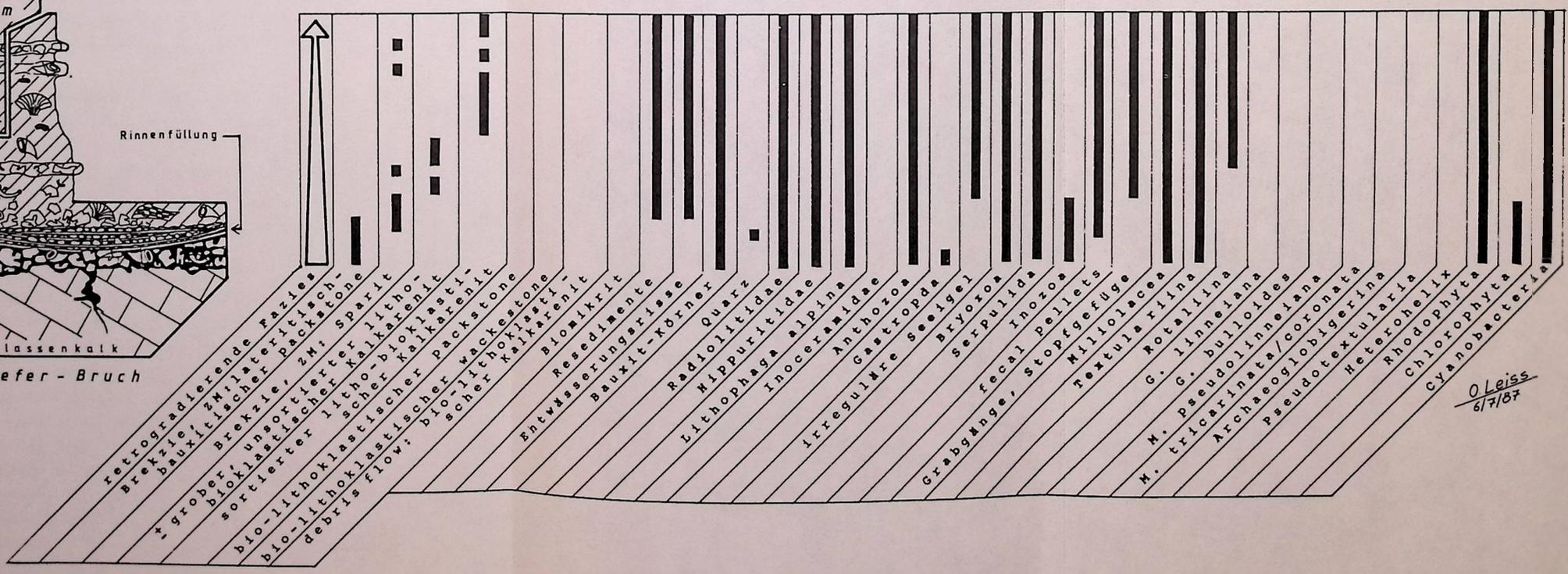
Lok.: Profildarstellungen aus dem Kiefer-Bruchgelände (47 A), dem Eitelgraben (47 B) und dem Veitl-Bruchgelände (47 C).

Die Profildarstellungen zeigen die für die Beckenanalyse wichtigen, sedimentologischen und biofaziellen Merkmale der Übergangsfazies in Ablagerungsräume mit andersartigen eigenständigen Sedimentationsbedingungen, so den Übergang von den terrestrisch dominierten Basisbrekzien in den Untersberger Marmor mit vorwiegend seicht-/flachmarinen Faunenelementen und den Übergang des Untersberger Marmors in die hemipelagische Kalkmergelsedimentation.



LITHOLOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG  
DES UNTERSBERGER MARMORS  
(Schliffauszählung)

Lithoklasten	Sparit	Biogene
52,1 %	45,5 %	2,4 %
56,5	40,8	2,6
54,2	42,7	3,2
61,6	31,7	6,7
64,9	27,8	7,3



O. Leiss  
6/7/87

spuren auf, die wohl Grabgänge, Wühl- und Stopfgefüge von Crustaceen (*Callianassa?*) verkörpern (vgl. dazu INDEN & MOORE, 1983).

Im Hangenden werden die Lithokalkarenite merklich feiner (Lithokalkgrobsiltite) und weisen eine bessere Sortierung auf. Das Aufscheinen von Planktonten (*Globotruncanen*, *Marginotruncanen*) unterstreicht schon tieferes marines Milieu. Der sich anschließende Übergang in die mergelige Fazies vollzieht sich relativ abrupt, jedoch belegen kleinere Rinnenfüllungen und Bänken, bestehend aus gravitativ eingebrachten Lithokalkareniten (Litho-/bioklastischer Kalkarenit) in der Fazies des Untersberger Marmors weiterhin die Kommunikation mit dem inzwischen weiter entfernten litoralen Raum (Abb. 47). Ähnliches wurde bereits aus dem Lattengebirgsplateau beschrieben; auch gleichen sich die Planktonten (*G. linneiana*, *G. bulloides*, *M. marginata*, *M. coronata*, *Heterohelliciden*, *Archaeoglobigerina* sp.) und zeigen den Zeitraum Ob.-Coniac - Unt.-Santon an. Mit zunehmendem mergeligen Einfluß nimmt auch der Anteil an eingestreutem detritären Quarz zu.

Der ubiquitär nachzuweisende Schutt von Rudisten (auch Biomorpha) stammt von aufgearbeiteten Rudisten-build ups wie sie bei Wolfschwang und am Lattenberg noch unzerstört anzutreffen sind. Auch der Hippuriten-Barriereriff-Komplex vom Lattenberg (HÖFLING, 1985) erfährt wie die Gosau vom Untersberg, auf dem Lattengebirgs- und Reiteralpplateau ein wohl gleichzeitiges Abtauchen in den mergeligen Sedimentationsraum des tieferen Wassers.

#### 1.8.4 BECKENANALYSE UND PALÄOGEOGRAPHIE DER GOSAUVORKOMMEN UM BAD REICHENHALL UND SALZBURG

Von Kufstein im Inntal über Innzell bis kurz vor Salzburg stößt das Tirolikum im schrägen Zugschnitt (ENE) weit nach N vor und überfährt das Bajuvarikum (vgl. Abb. 51). Das Bajuvarikum trägt auf seinen nördlichen Anteilen Sedimente der mittleren Kreide, die sich jedoch mit der Gosausedimentation in der Oberkreide überlappen und im Falle des Vorkommens Urschlau/Ruhpolding nach WEIDICH (1984a, 65 ff.) vom Cenoman bis ins Santon reichen. Die südlichen Anteile des Bajuvarikums und die nächst höheren Einheiten (Tief- und Hochjuvavikum) werden erst später ab Coniac vom gosaischen Sedimentationszyklus (TOLLMANN, 1976a; HERM, 1979) erreicht. Zuvor unterlagen weite Gebiete der lateritischen Verwitterung, deren bauxitische Spuren in jedem Gosauvorkommen nachzuweisen sind. Da bereits ein ausgeprägtes Relief mit der Anlage des alpinen Deckenbaus in seinen wesentlichen Zügen existierte, dringt das ingredierende Gosaumeer (von N, bzw. NW, keinesfalls aber von S) zuerst in morphologisch tief gelegene Formen wie Becken und Senken, ein. Hochformen wie die Plateaus vom Lattengebirge und der Reiteralpe bleiben etwas längere Zeit unter subaerischer Exposition, bis der ansteigende Meeresspiegel auch diese Gebiete überflutet.

Somit resultiert die Beckenfazies mit ihren Glanegger Schichten, die wie alle anderen Serien auch mit terrestrischen, lateritischen Sedimenten einsetzt. Um dieses Becken legt sich ein Gürtel mit den Ablagerungen des seicht-/flachmarinen klastischen Schelfs (Morzg), der zwischen dem Beckenzentrum und der mächtigen, terrestrischen Gaisberggosau vermittelt. Wie die Hochstauffenserie, die mit der Gaisberggosau zu korrelieren ist, gehören diese Vorkommen alle zur tektonischen Einheit des Tirolikums. Die südliche Umrahmung des Beckens übernimmt der N-Abhang des Juvavikums (insbesondere das Hochjuvavikum = Reiteralmdedecke = Berchtesgadener Einheit), der sich zur Zeit der tiefen Gosau weiter südlich als heute befand und erst intra-(post?)gosaisch nach N über die Beckenfazies der Glanegger Schichten vorstieß. Als ein Hinweis auf diesen Bewegungsvorgang gelten die olisthostromatischen Sedimente am S-Ende des Glanriedels. Am Nordabhang des Juvavikums entstanden Hippuriten-Barriereriffkomplexe (HÖFLING, 1985) sowie Rudistencluster und -biostrome, die bei anhaltendem Meeresspiegelanstieg abstarben. An tektonisch vorgezeichneten Bereichen entstanden Sedimentationsräume, die den bei der Transgression anfallenden litho-/bioklastischen Schutt kanalisiert und aufnahmen (Untersberger Marmor). Die ebenfalls tektonisch bedingten Einbruchsbecken auf den Plateauflächen durchlaufen gleichfalls eine gerichtete, retrogradierende Entwicklung. Entgegen BUTT & HERM (1978) und HERM (1981a) wird hier die Auffassung eines einaktigen, gosaischen Transgressionsgeschehens mit diachronem Schichtverlauf und prononzierten Faziesdifferenziationen entlang den vom geomorphologischen Relief diktierten Ablagerungsräumen - von noch unter subaerischer Exposition verbleibenden Hochgebieten, über flachmarine Areale bis in die Fazies des Beckens (Glanegg) - vertreten. Die sicherlich einen längeren Zeitraum beanspruchende, transgressive Überwindung des ausgeprägten Reliefs spiegelt sich auch im etwas höheren Alter der Beckenfazies mit Unterconiac (HÖFLING, 1982) und dem etwas geringeren Alter der ersten vollmarinen, mergeligen Serien auf

Abb. 48 A, B: Geologische Übersichtskarte; in Kartendarstellung 48 B sind die im Text beschriebenen Gosauvorkommen eingetragen.

Abb. 49: Darstellung des Sedimentationsgeschehens zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac - Santon). Eine Entzerrung intra- bzw. postgosauischer Deckenbewegungen wurde nicht vorgenommen. Die Walserbergserie repräsentiert das Sedimentationsgeschehen der Randzone der ostalpinen Krustenscholle -mögliche Projizierung in das Randcenoman (R.-C.), bzw. in das Unterostalpin (UOA), bzw. in das Südpenninikum (SP). Die Gosau hält eine intrakalkalpine Position inne.

Abb. 50: Paläogeographische Rekonstruktion der Gosauvorkommen um Bad Reichenhall und Salzburg. Der Gosauzyklus setzt im Unt.-Coniac mit terrestrischen Sedimenten (alluviale Fächer) auf einer lateritisch verwitterten (Latosol) Landoberfläche ein. Die Blockbilddarstellung ist mit der Kartenübersicht Abb. 48 B und 49 zu vergleichen.

Abb. 51: Im (Ob.-Coniac) - Unt.-Santon liegen weite Teile der ehemaligen Landoberfläche unter Flachwasserbedingungen und nur die Hochplateaus und Bergketten ragen aus dem Wasser. Vor der Reiteralmdedecke (Hochjuvavikum) liegt das Beckenzentrum mit den Glanegger Schichten.

Tab. 11)

Die Tabelle illustriert die lithologischen, biofaziellen und sedimentologischen Merkmale der basalen Gosau-Entwicklungen im Bad Reichenhaller/Salzbürger Raum im Vergleich mit älteren aufgearbeiteten (Unt.?-)/Mittelkreide-Sedimenten des Flachwassers sowie der "Walserberg-Serie".

Die Position der Fundorte ist in der geologischen Übersichtskarte Abb. 48 B eingetragen. Die paläogeographischen Beziehungen wurden in der Skizze Abb. 49 zusammengestellt.

An Hand einer grobklastischen massigen Bank der Gaisberg-Gosau wurden die Rundungsgrade nach REICHELDT (fide KÖSTER, 1964)-in römischen Ziffern- angetragen und die prozentuellen Teilverhältnisse in Beziehung zum Gesamtverhältnis gestellt.

Abb. 48 A

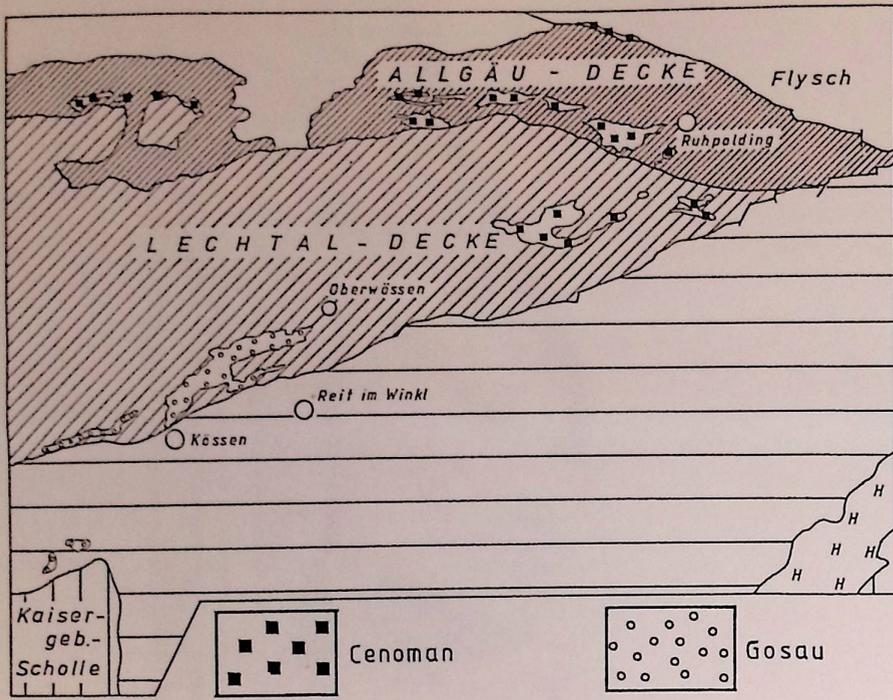


Abb. 48 B

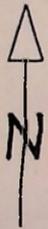
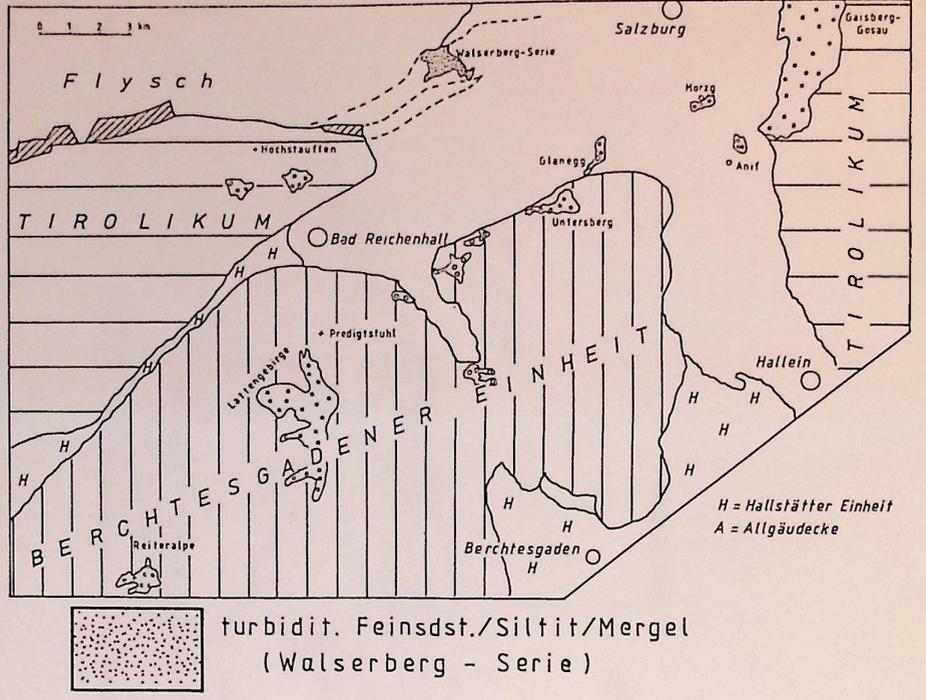


Abb. 49

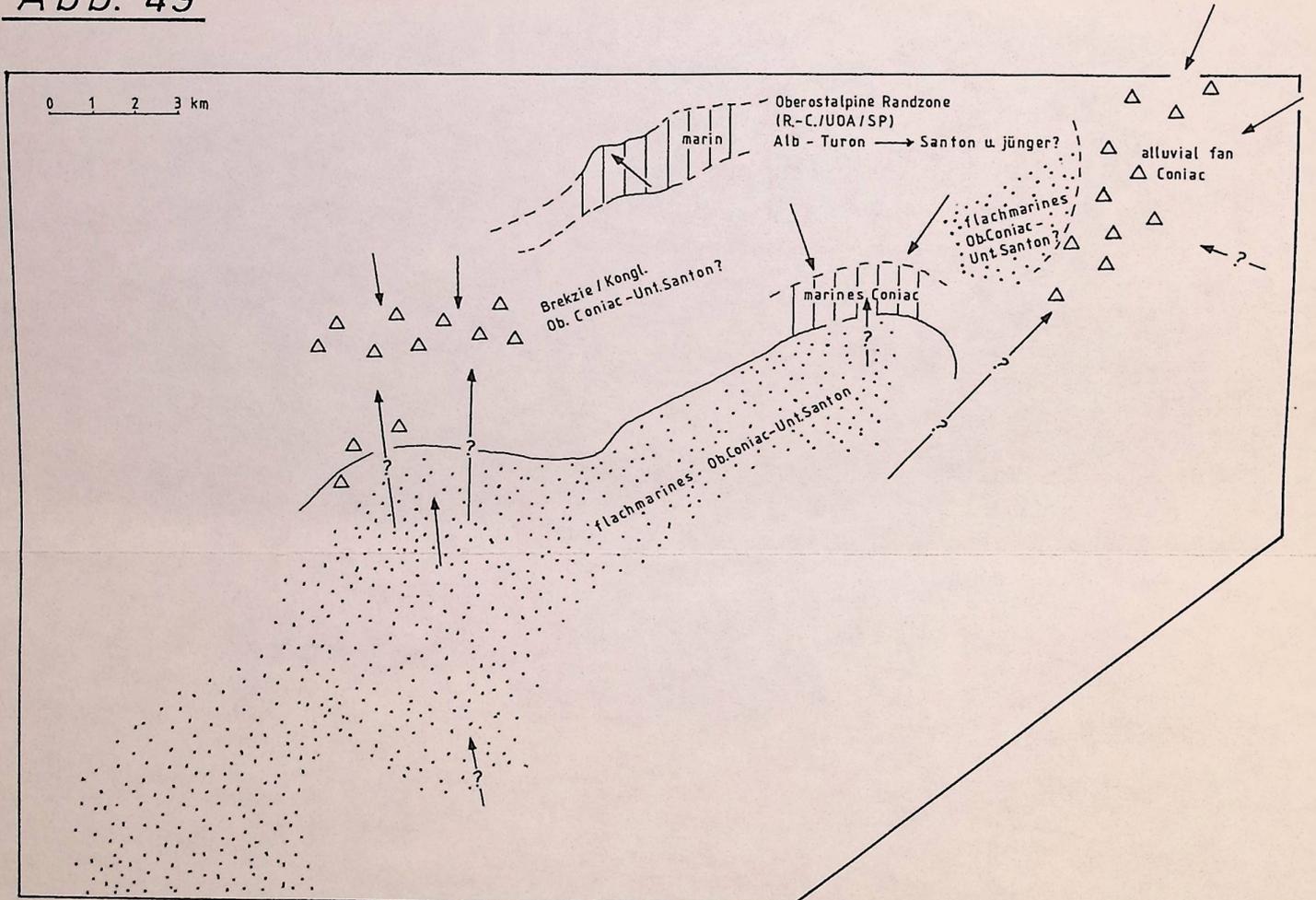


Abb. 50

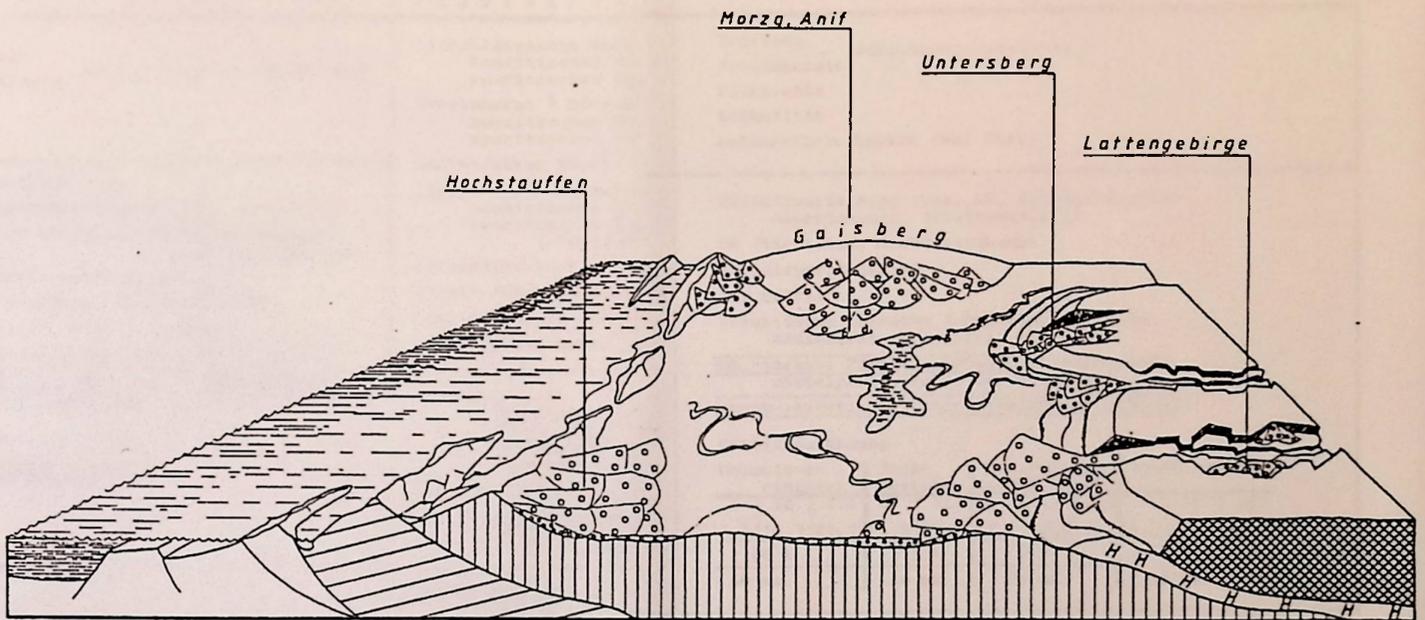
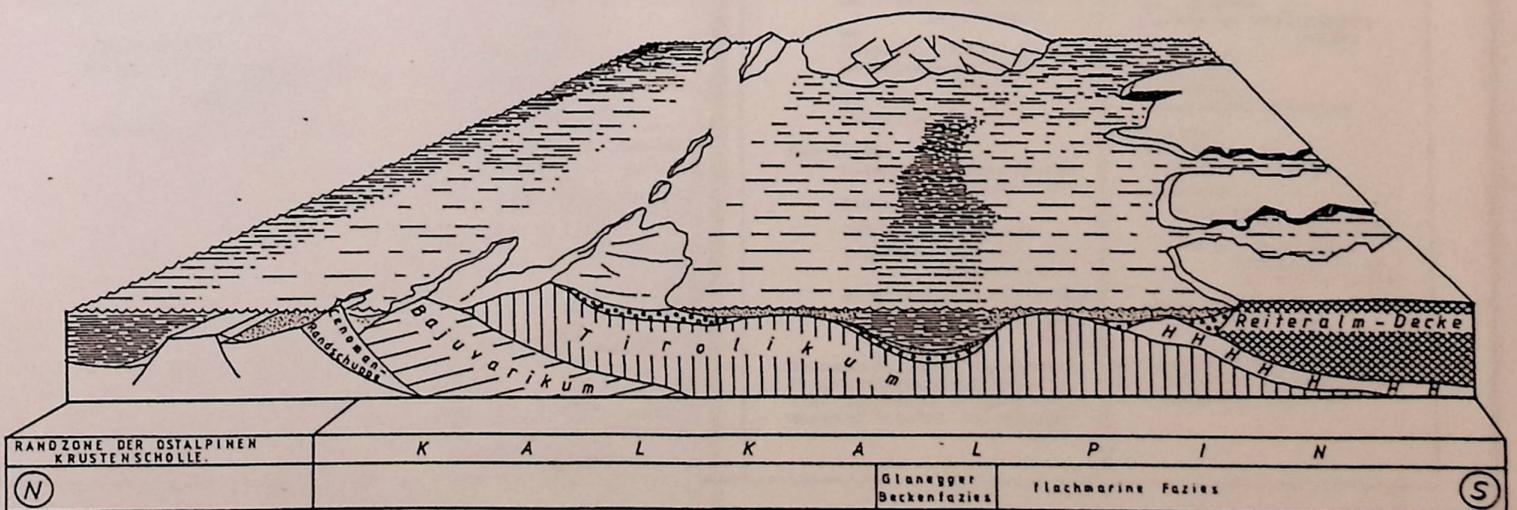


Abb. 51



	UNTERSBERG LATTENBERG REITERALPE	GLANEGG - GLANRIEDEL SCHLOSSBERG	MORZG	ANIF	GAISBERG
HOCHSTAUFEN (S-Seite)					
LITHO- LOGIE	Brekzie Konglomerat matrix-/komponentengestützt	matrixgestützte Brekzie/Konglomerat Lithokalkarenit + Bioklasten Litharenit (hemi-)pelagischer Biomikrit	Brekzien komp.-matrixgestützt Konglomerate litho-/bioklastischer Kalkarenit Litharenit (Qz: 20-50 %) Fossilschuttalk (Milioliden-Lumachelle)	Brekzien komp.-matrixgestützt Konglomerate	Brekzien komp.-matrixgestützt Konglomerate Litharenit Lithsiltit sedimentärer Bauxit (mud flow)
KOMPONENTEN-ZUSAM- MENSETZUNG	Muschelkalk filamentöser Mikrit (Hallstätter K.?) Raibler Schichten (Ooide - Sphärococodium bornemanni) HD, HD-Brekzie (Mylonit) DK (Tirolikum, Hochjuvavikum?) Rät-Kalke (Plattform-Typus) jurassische Gesteine (Radiolarien-Mikrit, vererzter Radiolarit, Spiculit, ob. Jurass. Fleischwasserkalk (Plassen-/Sulzfluh-)Kalk) Qz, Quarzit (1 mm) Resedimentgerölle <sup>1)</sup>	lithoklastische Brekzie + Bioklasten bauxitisches Zwischenmittel sparitisches Zwischenmittel Konglomerat + Bioklasten bauxitisches Zwischenmittel sparitisches Zwischenmittel sedimentärer Bauxit (in situ-Reifung) litho-/bioklastischer Kalkarenit bauxitisches Zwischenmittel sparitisches Zwischenmittel ("Untersberger Marmor") Lithokalksiltit litho-/bioklastischer pack-/wackestone turbiditischer Litharenit (30-50 % Qz) (hemi-)pelagischer Biomikrit häufig: DK, PK, Fe-Körner (strukturlos) Fe-Ooide, sedimentärer Bauxit arenitische Qz-Körner selten: Jura-Kalke (Mikrit mit Radiolarien) resedimentierte gosauische Litharenite	HD DK (Tirolikum, Hochjuvavikum?) Lumachelle-Kalk (Hallstätter Kalk) Rät-Kalke (Lump-Sparit, Algenlaminit, Pel-/Oosparit) jurassische Gesteine (Echinodermenspatkalk, Radiolarienmikrit, Spiculit, Radiolarit, Kieselkalke) Qz (Einzelminerale, polykristalline Qz-Aggregate) Resedimente (Gosau)	HD DK (Tirolikum, Hochjuvavikum?) Rät-Kalke (Oosparit) jurassische Gesteine (Echinodermenspatkalke, Spiculit, Radiolarit) Geröllauszählung: Jura-Gest.   DK/Rät-Kalk   HD 65 %   4 %   31 % 52 mm   37 mm   49 mm (mittlerer Gerölldurchmesser) Rundungsgrade II u. IV vorherrschend	Dolomitvarietäten (bes. HD, dolomitisierter Algenlaminit, (Plattenkalk?)) DK (Tirolikum, Hochjuvavikum?) Biopelsparit (Rät?) Qz, Quarzit jurassische Gesteine (Radiolarienmikrit, Radiolarit, Spiculit) Ob.-jurass. Flachwasserkalk (Plassenkalk?/ mittelpenninischer Sulzfluhkalk?) (orob-)klastische/Unt.-Mittelkreidegerölle <sup>2)</sup> Geröllauszählung Dolomitva-rietäten   Jura-Gesteine   Unt.-Mittelkreide Geröll.   Rät-Gesteine 1   II   III   I   II   III   I   II   III 1,5   15,7   83,1   11,8   88,2   12,5   12,5   75   4,3   28,6   57,1 % 68 %   17 %   8 %   7 % 60 mm   54 mm   53 mm   46 mm
SEDIMENTA- TIONSBEREICH	alluvial fan (debris flow) gering mächtig: alluvial fan - mud flow - debris flow mächtige Ausbildung: marine Transgressionsbrekzie marine Massentransportprozesse fluidal flow - liquified flow - fluidized flow - turbidity current grain flow debris flow (hemi-)pelagische Sedimentation	flachmarine Transgressions-sedimente marine Massentransportprozesse debris flow (hemi-)pelagische Sedimentation	flachmarine Transgressionsserien mit festländischer Sedimentzufuhr	alluvial fan (debris flow)	alluvial fan - debris flow - mud flow
FOS- SILIEN	<sup>1)</sup> Resedimentgerölle (Gosau) Faziestypen: - Litharenit (Qz-reich, Qz-Detritus aus Raibler S.7) - Lithokalkarenit (typus - "Untersberger Marmor") Fossilien: BIVALVIA: Hippuritacea ECHINODERMATA PROTOZOA: Miliolacea Textulariina Rotaliina Rhodophyta: Corallinaceae	BIVALVIA: Hippuritacea (Hippuritidae, Radiolitidae) Mytilitidae (Lithophaga alpina) (Lima rarispina) Ostreacea (Exogyridae) Inoceramidae CNIDARIA: Anthozoa (Actinacia, Astraraea, Dimorphastraea) ECHINODERMATA: Echinoidea Atelostomata GASTROPODA BRYOZOA: Cyclostomata ANNELIDA: Serpulidae PORIFERA: Inozoa Clonidae CEPHALOPODA: Ammonoidea (Hauericeras) VERTEBRATA: Chondrichthyes Selachii PROTOZOA: Miliolacea Textulariina Rotaliina Globotruncanidae G. linneiana G. bulloides M. pseudolinneiana M. tricarinata RHODOPHYTA: Corallinaceae Squamariaceae Solenoporaceae CHLOROPHYTA: Udoteaceae Codiaceae Dasycladaceae CYANOBACTERIA	BIVALVIA: Hippuritacea (Hippuritidae, Radiolitidae) Ostreacea ECHINODERMATA CNIDARIA: Anthozoa CEPHALOPODA: Ammonoidea PROTOZOA: Miliolacea Textulariina Rotaliina Globotruncanidae G. linneiana M. pseudolinneiana M. tricarinata RHODOPHYTA: Corallinaceae Squamariaceae Solenoporaceae CYANOBACTERIA Alter der basalen Serien: Coniac	BIVALVIA: Hippuritacea (Hippuritidae, Radiolitidae) Ostreacea Inoceramidae Lumachelle (unbestimmbar) GASTROPODA ECHINODERMATA BRYOZOA: Cyclostomata ANNELIDA: Serpulidae Protozoa: Miliolacea Textulariina Rotaliina RHODOPHYTA: Corallinaceae Squamariaceae Solenoporaceae CHLOROPHYTA: Dasycladaceae	<sup>2)</sup> UNT.-MITTELKREIDEGERÖLLE Faziestypen: - matrixgestützte Feinbrekzie - grober Litharenit - feiner Litharenit Komponenten: DK (Tirolikum, Hochjuvavikum?) HD Oosparit (Rät?) Radiolarienmikrit (Jura) Qz Quarzite (bis 3mm) Fossilien: BIVALVIA: Hippuritacea Schalenfrag. GASTROPODA CNIDARIA: Anthozoa PROTOZOA: Orbitolinidae Textulariina Rotaliina RHODOPHYTA: Corallinaceae CHLOROPHYTA: Dasycladaceae Ablagerungsraum: flachmarine Transgressions-sedimente im Einflusbereich schwach metamorpher Kristallinliefergebiete WALSERBERG-SERIE (Unterostalpin/SÜDpen-ninikum) Faziestypen: - (Sub-)Litharenit - feinarenitische/siltige Mergel Komponenten: Qz, Quarzit Karbonate (kalkalpine Trias) Erzkürner Glaukonit Radiolarit basaltoide Gesteine Fossilien: BIVALVIA: Hippuritacea PROTOZOA: Rotaliina (Orbitolinidae) Globotruncanidae (Rotalipora sp.) (M. tricarinata) CHLOROPHYTA: Dasycladaceae Ablagerungsraum: Turbiditi-sche Serien in Randposition zu ostalpinen Scholle

den Randzonen mit Ob.-Coniac - Unt.-Santon wider. Die Meeresingression erfolgte entweder von N oder von W aus dem Kössener Raum - südliche Richtungen sind gänzlich auszuschließen. Umgelagerte Mittel-(Unter?-)Kreidegerölle in Flachwasserfazies mit Orbitolinen und exotischem Detritus finden sich in der Gaisberggosau, die von N aus erodierten Mittelkreidesedimenten stammen.

Diese nördlich vorgeschaltete Mittelkreide-Flachwasserfazies kommuniziert mit der noch weiter nördlich positionierten Randzone der ostalpinen Krustenscholle, die durch die turbiditisch ausgebildete Walserbergserie (Paläoströmungsrichtung von S nach N, FAUPL, 1984: 34) vertreten wird. Es wurden kleinste Bruchstücke von Rotaliporen, Orbitolinen, Dasycladaceen und eine Globotruncane der Lapparenti-Gruppe (mögliches Santon) nachgewiesen. PREY (1980: 309) erwähnt Schalenfragmente, Echinodermenreste, Bryozoen, vereinzelte Orbitolinenbruchstücke und Foraminiferen (darunter auch zweikielige Globotruncanen). "Die Mikrofaunen sprechen für ein Alter von Alb - Turon. Ein wenig jüngere Anteile können nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden" (PREY, 1980: 310). FUCHS (1985: 599) glaubt sogar Maastricht angetroffen zu haben. Die Stellung der Walserbergserie differiert je nach Autor zwischen: Inneralpines Cenoman (FAUPL, 1984); Cenomanrandschuppe (PREY, 1980); Unterostalpin; Arosazone (WOLETZ, 1967; OBERHAUSER, 1968); Südpenninikum (OBERHAUSER, 1980) und Flysch (FREIMOSER, 1972). FAUPL (1984: 36) übersieht die Tatsache, daß "ein etwas südlicheres Äquivalent zu den Branderfleckschichten", die nach GAUPL (1982) eine stratigraphische Reichweite von Unt.-Cenoman bis Turon und nach WEIDICH (1984a,b,c) von Unt.-Cenoman bis Unt.-Campan besitzen, bereits die Gosau ist. Auch auf "die Möglichkeit, daß die mit den Roßfeldschichten bekanntgewordene Exotika-liefernde Zone südlich der Kalkalpen auch in späterer Zeit aktiv war", haben FAUPL (1983) und WEIDICH (1984) hingewiesen (FAUPL, 1984: 36), jedoch ohne den dafür notwendigen Nachweis extensiver, exotischer Schüttungen von S in der basalen Gosau (vgl. exotische Nordschüttungen in der Brandenberger Gosau, Kap. 1.4.2) zu erbringen.

1.9	DIE GOSAU VORKOMMEN VOM WOLFGANGSEE . . . . .	43
1.9.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR . . . . .	43
1.9.2	GEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK . . . . .	43
1.9.3	DIE GROBKLASTISCHEN TRANSGRESSIONSSERIEN DER GOSAU DER GAMSFELDMASSE (JUVAVIKUM) . . . . .	44
1.9.4	DIE BASALE GOSAU SERIE DER SPARBER-SCHUPPE . . . . .	45

1.9 DIE GOSAU VORKOMMEN VOM WOLFGANGSEE

1.9.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karten: ÖK 95 St. Wolfgang 1 : 25000 (Aufnahme 1 : 50000)  
 ÖK 95/2 Strobl 1 : 25000 (ab 1954 nicht mehr nachgeführt)  
 ÖK 65/3 Mondsee 1 : 25000 (ab 1955 nicht mehr nachgeführt)

Geologische Karten: Geologische Karte des Republik Österreich, 95 St. Wolfgang im Salzkammergut 1 : 50000 (1982)  
 Geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1 : 25000 (1972)  
 PLÖCHINGER (1964): Beil. geologisch-tektonische Karte 1 : 25000

Literatur: PLÖCHINGER (1948, 1964, 1973, 1982)

1.9.2 GEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Von diesem tektonisch reich gegliederten Gebiet werden nur einzelne Basisentwicklungen der Gosau auf den verschiedenen tektonischen Einheiten in die sedimentologisch-biofaziellen Untersuchungen aufgenommen, ohne daß eine Beckenanalyse in der Übersicht unter Berücksichtigung der paläogeographischen Rekonstruktion erstellt wird.

Die tiefste Einheit tritt mit Klippen-Buntmergel-Flyschserien entlang der Wolfgangseestörung in Fenstern zutage. Im nördlichen Fenster erscheint, an Störungen abgesetzt, das Cenoman-Vorkommen vom Mozartsteig (vgl. Beil-Karte und Profile PLÖCHINGER, 1964). Die detaillierte Profilabb. 4 (PLÖCHINGER, 1964: 51) weist außerdem dem Randcenoman "die hangenden, verrutschten, sandigen Mergel und dünn-schichtigen Quarzite" (: 52) zu. Genauere weiterführende Untersuchungen der Sedimentologie und Biofazies müßten den Ablagerungsmodus dieser Serie klären. Ein Auftreten von Orbitolinen im Zwischenmittel (PLÖCHINGER, 1973: 37) des groben Konglomerats konnte in den von mir entnommenen Proben nicht nachvollzogen werden. Die Existenz der Orbitolinen beschränkte sich auf Gerölle eines bio-(litho-)klastischen packstone.

An weiteren auffälligen Geröllkomponenten von zumeist stattlicher Größe (bis 10 cm Durchmesser) fanden sich:

- dioritisches Ganggestein: geschiefert, plagioklasreich, schwach metamorph (350-400° C; freundl. mündl. Mitt. v. Herrn Priv.-Doz. Dr. H. HEINISCH)
- Diabasporphyr: porphyrisch, basaltisches Ergußgestein, alterierter Mineralbestand (chloritisierte Pyroxene, serizitisierte Plagioklase)
- Quarzite mit metamorphem Pflastergefüge
- Quarzporphyr mit hexagonalen Hochquarzen als Porphyroblasten
- kalkalpine Juragesteine: Radiolarit, Radiolarienmikrit, Spiculit, Plassenkalk

Der nach FLÖCHINGER (1964) an einer Störung abgesetzte Flysch-Sandstein enthält viele Erzkörner, die in sich kleine Quarze bergen. Dies spricht für einen primären festländischen Ursprung des später in die Flyschrinne gravitativ eingebrachten Materials. Auch H. WIESENER (1967: 234, fide FLÖCHINGER, 1973: 19) hält ein Liefergebiet mit lateritischer Verwitterung für wahrscheinlich. Die exotischen Gerölle dieser Serie aus Quarz, Phyllit, Porphyr, Diabas und Serpentin entsprechen im wesentlichen dem exotischen Geröllbestand im Cenoman und der Gosau. Die mobile Randzone der ostalpinen Scholle entsandte als kontinentales, tektonisches Grenzland (tectonic borderland) seine klastischen Aufarbeitungsprodukte sowohl in den nördlichen Flyschtrogl als auch in das kalkalpine Rückland in das Randcenoman, in die Mittelkreideseerien des Bajuvarikums und über mehrere Stadien der Umlagerung und Sedimentation in verschiedenen sedimentologischen Regimen auch in die rückwärtigen kompressiven Gosau-Tröge.

Erst in neuerer Zeit verdichtet sich das Interesse an der aktiven Kontinentalrandzone der ostalpinen Krustenscholle (vgl. Kap. 3.4). Belege und Hinweise auf derartige Serien von Schürflingen des Südpenninikums und orogenen Sedimenten liefern die Arosazone im W, die Walserbergserie (vgl. Kap. 1.8.4) und die Eruptivgesteine (Gabbro, Diabas - FLÖCHINGER, 1973: 13) von Vitz-amburg, die von FLÖCHINGER (1973) dem Ultrahelvetikum jenseits des Flyschtroges zugeordnet wird. Näherliegend ist es, diesen Eruptiva eine zum Flyschtrogl diesseitige Position im Vorfeld des Ostalpins (vgl. u.a. FUCHS, 1985 - Kartenbeilage) zuzuweisen.

In diesem Zusammenhang sei auf das im W der Kalkalpen gelegene Klesenza-Fenster (vgl. TOILLMANN, 1976b, Blatt 1) hingewiesen, das inmitten der Lechtaldecke mit südpenninischen Anteilen der Arosazone erscheint. Gleich westlich davon stehen die Lechtaler Kreideschiefer mit der Roten Wand am Formarinsee an.

Die Gosauvorkommen ruhen auf tirolischer und juvavischer Unterlage. Mergel/Mergelkalke mit Rudisten und Sandsteine finden sich rund um den Wolfgangsee wie bei St. Gilgen und St. Wolfgang. Die Süßwasserablagerungen (Litharenit, Lithsiltit) am Schwarzenbach (geol. Karte 95 St. Wolfgang) nördlich Strobl sind - zumindest teilweise - marin auf Grund des Nachweises von Echinodermenresten, Milioliden, Rotalgen (Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp.) und Grünalgen (Dasycladaceae). Die basalen Anteile der Gosauserien der Sparberschuppe und der juvavischen Gamsfeldmasse werden entsprechend der faziellen Ausbildung nachfolgend behandelt.

### 1.9.3 DIE GROBKLASTISCHEN TRANSGRESSIONSSERIEN DER GOSAU DER GAMSFELDMASSE (JUVAVIKUM)

In mächtigen, alluvialen Serien wechseln sich massige, texturlose Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate mit lateritisch-bauxitischen Siltiten und Sandsteinen ab. Auffällige Bestandteile der grobklastischen Serien an der Rotwand sind kopfgroße Komponenten eines hämatitreichen Gabbro. Die Feldspatleisten sind serizitisiert und die Mafite (Olivin, Pyroxen) chloritisiert. Gabbro-Komponenten in einer derartigen Größe wurden in keinem der bisher beschriebenen Gebiete angetroffen. Fremdartiges Aussehen vermitteln dunkelrote und violette Brekzien mit gerundeten Sandsteingeröllen (erzreiche (Sub-)Litharenite mit tonigem Zwischenmittel), mit Geröllen von Erzaggregaten, die detritären Quarz enthalten und Haselgebirgskomponenten (Gips, Anhydrit, Dolomit, Tonschmitzen). Dies ist ein deutlicher Hinweis auf die Aufarbeitung von Haselgebirge, das selbst intrudierte basische Ergußgesteine (JOHN, 1899; CORNELIUS, 1936; ZIRKL, 1957; KIRCHNER, 1980; KRALIK et al., 1984) enthält, wie z.B. am Sillberg/Berchtesgaden den Diabasporphyr, der unvermutet in einer Fichtenschonung zutage tritt. In der Nähe dieses Diabasporphyrits wurden lateritisch-bauxitisch imprägnierte, völlig zersetzte Brekzien angetroffen, die auch vulkanischen Ursprungs sein könnten.

Der Übergang der grobklastischen Serien in die eintönige Abfolge des blaugrauen Sandsteins (Litharenit) vollzieht sich z.B. an der Brücke über den Gallbach 580 m NN sehr rasch (2 Profil-

meter) über gutgerundetes Geröllmaterial matrixreicher Parakonglomerate. Bemerkenswert ist der Fund eines Plassenkalkgerölls, da der Plassenkalk heute nur noch am Sparber selbst (Sparber-Schuppe) und auf dem Schafberg-Tirolikum anzutreffen ist. Mit dem Auftreten von Milioliden macht sich der sedimentologische Wechsel auch in biofazieller Hinsicht bemerkbar und markiert den Übergang in mächtige, litorale Sandsteine, die gelegentlich Muscheln beherbergen. Die von FLÖCHINGER (1973: 38, 39) erwähnten Ammoniten des Fahrnberges entstammen höheren Niveaus.

Insgesamt entspricht der Sedimentationsmodus der grobklastischen Serien nach der Ablösung der Hangschutt-Blockbrekzien dem der alluvialen Fächersedimentation. Mit dem Übergang in die Sandfazies vollzieht sich auch die Verzahnung des distalen Fächers mit bereits litoralen Arealen.

Weiter südlich als am Fahrberg trifft man am Talende des Weißenbachs am Braunedelkogel nahe der Welser Hütte auf anstehende Basisserien der Gosau und auf reichlich, offenbar wenig verdrifteten, lose verstreuten Schutt derselben. Als Faziestypen treten Brekzien (viele Dolomit-Komponenten, wenig Quarz), Lithokalkarenite, Litharenite, aber auch Fossil-(Schutt-)Kalke (*Hippurites* sp., *Radiolites* sp., *Actinacis multilamellata*, *Textulariina*, *Archaeolithothamnium gosaviense*, *Solenopora* sp.) auf, die in der Fazies und Erscheinung im Schriff durchaus den Proben vom Theresienkopf (Sparber-Schuppe) bei Weißenbach entsprechen. Nach FLÖCHINGER (1948: 30, 31, Abb. 7) läuft durch dieses Gosauvorkommen die Überschiebungsbahn des Juvavikums auf das Tirolikum; in der geologischen Karte 95 St. Wolfgang ist die Überschiebungsbahn weiter westlich entlang der Roßfeldschichten eingetragen.

#### 1.9.4 DIE BASALE GOSAUSERIE DER SPARBER-SCHUPPE

Mit einem, der juvavischen Gamsfeldmasse vergleichbaren Litharenit/Lithsiltit beginnt die Gosauentwicklung am linken Weißenbachufer und baut eine Serie mit alternierenden Sandsteinen (Litharenit) und fossilreichen Mergeln auf. In diesen wiederholt sich mehrzyklisch der genetische Übergang von 1) Pionierbesiedlung durch Rudisten und Korallen über 2) die dichtere Besiedlung durch Rudisten-cluster (KAUFFMANN & SOHL, 1974), die ein Stadium des Wachstumsoptimums anzeigt bis zur 3) Destruktion entweder durch Wasserturbulenz oder massive terrigene Einflüsse. Die terrestrischen Schüttungen halten an, bis sich erneut Bedingungen der ruhigen, mergelbetonten Sedimentation einstellen, die eine Besiedlung ermöglichen. Einen Überblick einer derartigen Profilabfolge der terrestrisch beeinflussten Seichtwassersedimentation mit Sandsteinen und zyklisch aufgebauten, fossilreichen Mergelbänken verschafft Abb. 52, die rund 100 Profilmeter der basalen Gosau am linken Weißenbachufer auf der Sparber-Schuppe in wesentlichen Zügen darstellt. Ammoniten und Planktonen treten erst in höheren Profilabschnitten auf.

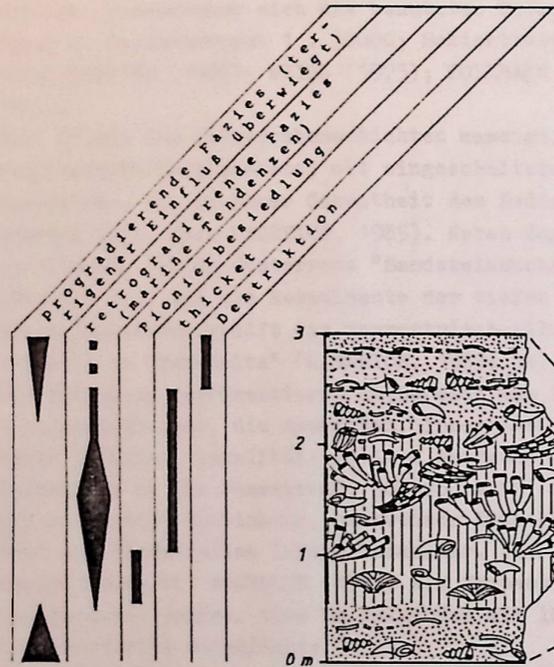
Durchaus schlüssig scheint mir die Vorstellung, in den Fossil-(Schutt-)Kalken des Theresienkopfs (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*, *Actinacis multilamellata*, *Polytremacis partschi*, Echinodernefragmente, *Textulariiden*, Rotalgen) eine großenteils aus organischem Schutt aufgebaute Barre zu sehen, die rückwärtige südlichere Lagunenareale (wie in Abb. 52) vor stärkerem Wellenschlag abschirmte. Andererseits erhielten die lagunären Areale einen bedeutenden Eintrag terrigener Sandfracht von der Gamsfeldmasse (Juvavikum) auf die Sparber-Schuppe. Dies stimmt auch mit der lithofaziellen Analogie der die groben terrestrischen Transgressionsserien auf der Gamsfeldmasse ablösenden Sandsteine zu den Sandsteinen/Siltiten der lagunären Fazies vom linken Weißenbachufer (Abb. 55) überein. Die fossilreichen Mergelkalke (Coniac) werden als gleichaltrige, fazielle Vertretung der Fossil-(Schutt-)Kalke des Theresienkopfs aufgefaßt.

Aus der Situation im Gelände verdichtet sich der Eindruck, daß diese Fossilschuttkalke im Hangenden (linkes Ufer bei Weißenbach) mit (Grob-)sandsteinen (u.a. basaltoide Komponenten ähnlich den kopfgroßen Gabbro-Komponenten der Rotwand/Gamsfeldmasse; kalkalpine Juragesteine) möglicherweise verlanden. Sollte dieser Eindruck richtig sein, unterliegt dieser regional progradierende Ast (keine Phase, bzw. Zyklus!) im weiteren dem übergeordneten Trend des Meeresspiegelanstiegs in der Oberkreide, wie Ammoniten und Planktonen aus Mergeln und Sandsteinen sowohl auf der Sparber-Schuppe wie auf der Gamsfeldmasse anzeigen (FLÖCHINGER, 1973).

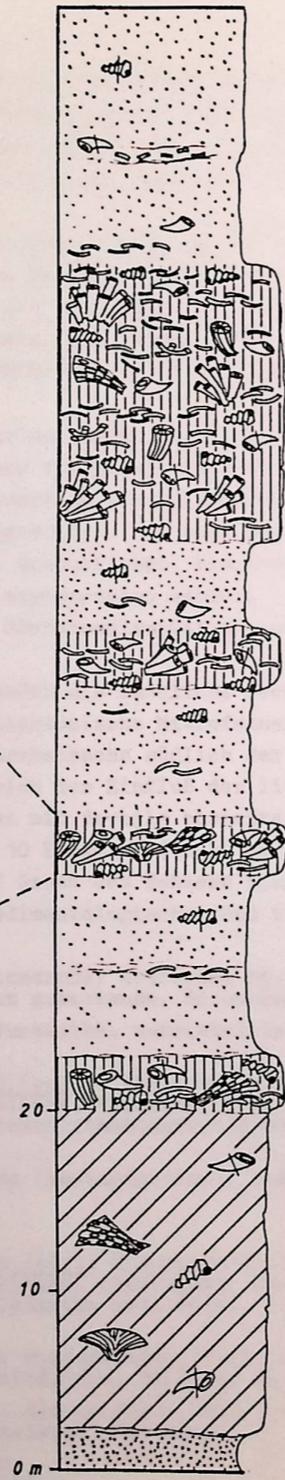
Abb. 52

Lok.: Linkes Weißenbachufer unterhalb der Langeralm

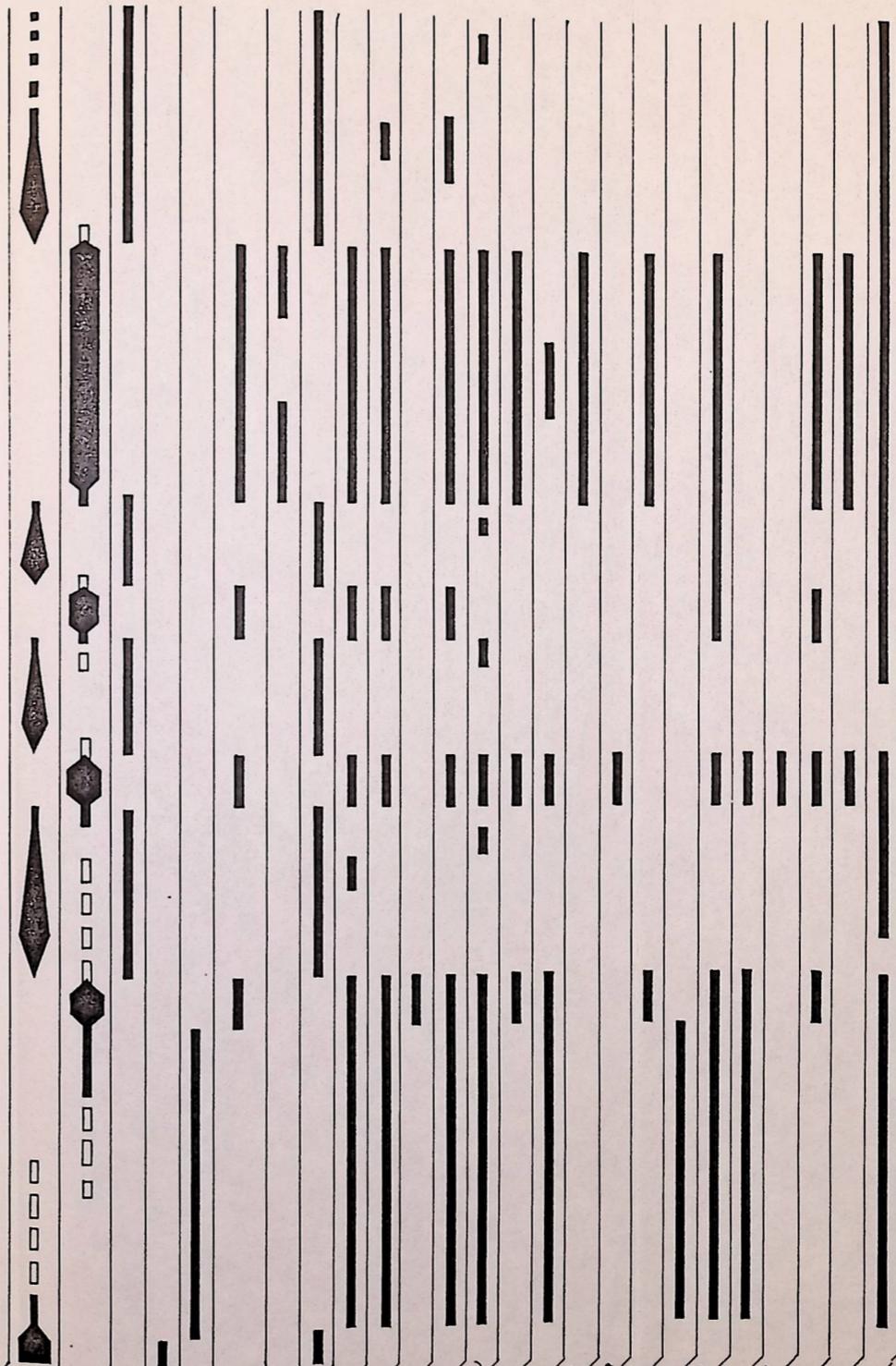
Übersichtsprofil (rund 100 Profilmeter) der basalen Gosau auf der Sparber-Schuppe, die eine terrestrisch beeinflusste Seichtwassersedimentation (Lagune) mit Sandsteinen und zyklisch aufgebauten, fossilreichen Mergelbänken repräsentiert. Diese unterliegen dem sich zyklisch mehrfach wiederholenden Werdegang von 1.) Pionierbesiedlung, 2) Zusammenschluß der Rudisten zu clustern (Wachstumsoptimum) und 3) Wachstumsstillstand durch massive terrigene Einflüsse. Diese Entwicklung verdeutlicht eine vergrößert dargestellte Mergelbank.



O. Leiss  
2/7/67



- Progradierende Fazies (terrigener Einfluß überwiegt)
- Retrogradierende Fazies (marine Tendenzen)
- Pionierbedeckung
- thicket
- Destruction
- Litharenit: Bioklasten
- Pack-/wackestone
- Fossiliferer Sandstein
- Litharenit: Bioklasten
- detritische Bioklasten
- Reste von
- Plagiopsychus
- unbest. Bivalvenfragmente
- Gastropode (Cerithium, Nerinea)
- Korallen-Subkolonien (Acclinaria, polycorallien)
- Bryozoa
- Serpulida
- Inozoa
- Einzelkorallen
- polytremacien
- Miliolaceen
- Textularien
- Rotularia
- Rhodolites
- Chlorophyta
- Cyanobacteria



## 1.10 ANMERKUNGEN ZUR GOSAU VOM PASS GSCHÜTT IM W VON GOSAU

Da bisher von W beginnend die wichtigsten Gosauvorkommen bezüglich der Transgressionsserien und der Beckenanalyse der tiefen Gosau bis zum Einsetzen der mikropaläontologisch gut bearbeiteten, höheren Mergel sedimentologisch und biofaziell untersucht wurden, soll zum Schluß des regionalen Teils dieser Arbeit nicht versäumt werden, wenigstens einen Ausschnitt der namensgebenden Typuslokalität zu streifen.

Eine Übersicht über die regionale Literatur, Schichtnamen und stratigraphische Bezüge mögen TOLLMANN (1976a: 430 ff) entnommen werden. Da keine eingehende Bearbeitung der Gosauerien von Gosau erfolgt, beschränken sich die benutzten Unterlagen wie folgt auf: Geologische Karte 95 St. Wolfgang i. Salzkammergut 1 : 50000; Schichtbezeichnungen nach WEIGEL (1937); HAGN (1957); WILLE-JANOSCHEK (1966); WEISS (1975); KOLLMANN & SUMMESBERGER (1982); HÖFLING (1985); WAGREICH (1985).

Am Paß Gschütt bilden die Kreuzgrabenschichten massige, texturlose Bänke von Grobklastika (Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate) mit eingeschalteten Lagern von lateritisch-bauxitischen Siltiten/Sandsteinen, die in ihrer Gesamtheit dem Sedimentationsraum von alluvialen Piedmontfächern angehören (vgl. dazu WAGREICH, 1985). Neben Sandsteingeröllen, die wohl den Werfener Schichten entstammen, fallen düsterrote "Sandsteinkuchen" mit undeutlicher, planarer Schichtung im mm-Bereich auf, die als Resedimente der tiefen Gosau angesprochen werden.

Mit den Streiteckschichten greift die terrestrisch-alluviale Fächersedimentation auf den Seichtwasserschelf im "Fan-delta" (WAGREICH, 1985: 14) über.

Die Grabenbachschichten repräsentieren im Bereich des Paß Gschütt die randliche Beckenfazies mit Peliten/Feinsandsteinen, die Ammoniten, Inoceramen und planktonische Mikrofaunen enthalten. In den höchsten Anteilen (Lokalität: zweiter Seitenbach des Grabenbachs südlich der Einmündung der Zwieselalmstraße in die Fahrstraße, 900-930 m NN) macht sich der Einfluß der litoralen Fazies regional in Gestalt distinkter, bankweiser Einschüttungen mit jeweils charakteristischem, lithologischem und biofazielltem Inhalt bemerkbar. Die ersten 10 Bänken (10-20 cm mächtig), die in Übereinstimmung mit WAGREICH (1985) als Tempestite auf Grund des Fehlens planktonischer Foraminiferen gedeutet werden, sind im folgenden mit ihren sedimentologischen und biofaziellen Merkmalen stichwortartig aufgeführt:

- 930 m NN
- 10) Floatstone mit lithokalkarenitischer Matrix; Biomorpha: Astraraea sp., Actinacis multilamellata, Miliolacea, Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp.
  - 9) Brekzie; Komponenten: dolomitischer Oosparit, Jurakalke, umkristallisierter, dolomitischer Biopelsparit (Dachsteinkalk?)
  - 8) floatstone, Matrix: litho-bioklastischer Arenit (+Qz); Biomorpha/Bioklasten: Hippuritidae, Radiolitidae, Actinacis multilamellata, Placosmilia sp., Peplomsmilia sp., cyclostome Bryozoen, Miliolacea, Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp.
  - 7) sortierter Litharenit (+Qz); planare Schichtung (mm-Lamination), flache Schrägschichtung
  - 6) sortierter Litharenit (+Qz);
  - 5) floatstone, Matrix: bio-lithoklastischer Arenit (+Qz); Biomorpha/Bioklasten: Hippuritidae, Radiolitidae, Actinacis multilamellata, Gastropoda, Inozoa, Echinodermata, massenhaft Milioliden, Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp., Dasycladaceae, Halimeda sp.
  - 4) bio-lithoklastischer Arenit (+Qz); Bioklasten: Hippuritidae, Miliolacea, Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp., Dasycladaceae, Halimeda sp.
  - 3) bio-lithoklastischer Arenit (+Qz); Bioklasten: Hippuritidae, Radiolitidae, Miliolacea, Textulariidae, Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp.
  - 2) litho-bioklastischer Arenit (+Qz); Bioklasten: Miliolacea, Textulariina, Archaeolithothamnium sp.
  - 1) sortierter Sublitharenit (+Qz); Bioklasten: Echinodermata, Miliolacea, Textulariina
- 900 m NN
- (+Qz = reichlicher Anteil an detritärem Quarz; +Qz = nachweisbarer Anteil an detritärem Quarz)

Im Wegscheidgraben (vgl. HÖFLING 1985, Abb. 44) sind die höchsten Teile schlecht aufgeschlossen, jedoch zeigt diese Profilsäule mit einer unvermittelt einsetzenden Konglomeratbank noch ausgeprägter als die weiter südlich (600 m Luftlinie) anzutreffenden Tempestite-Einschaltungen ein Vorrücken (Progradieren) der litoralen Fazies. Das büschelartige Auftreten des ersten Rudistenbiostroms (Hippurites tirolicus) (vgl. HÖFLING, 1985, Abb. 44) sowie die vertikale Faziesdifferenzierung in der Lateralen (Gschüttgraben) ist in Abb. 56 gesondert dargestellt. In der

Detailabbildung des Gschüttgrabens fällt die Konzentration der Nerineen mit dem lithologischen Umschwung in die sandige Fazies auf. Im weiteren folgen im Hangenden der Profilsäule noch ein Hippuriten-Biostrom, teils extrem fossilreiche Mergel, eine Kalkmergelbank mit Radiolitiden, sandige Kalke und sich verzahnende Geröll- und Psammiteinschaltungen. Das Dach dieser seichtmarinen Serie bildet ein rund maximal 40 m mächtiger, reinweißer Fossilschuttkalk (Gschöpfalfen) mit folgenden Biomorpha/Bioklasten: Hippuritidae, Radiolitidae, Echinodermata, Milio-lacea, Textulariina, inkrustierende Rotalgen. Die Gerüstporen sind mit fibrösem A-Zement ausgekleidet, wobei der restliche Hohlraum häufig vadosen Kristallsilt beherbergt. Gelegentlich treten vereinzelt zugerundete (Strand-)Gerölle auf. Die Schuttkalkbarre hat einen zumindest nach W ungestörten keilförmigen Zuschnitt mit kontinuierlicher Mächtigkeitsabnahme (vgl. Abb. 53). Eine Genese als Strandbarre erscheint auch mit dem Fossilinhalt vereinbar. Im basalen Teil des Fossilschuttkalkes machen sich mannigfaltige Faziesdifferenzierungen bemerkbar. Fossilschutthaltige Feinbrekzien und Lithokalkarenite vom Typ des Untersberger Marmors sind im S nach der geologischen Karte 95 St. Wolfgang in analoger Position wie an der Typlokalität am Nordrand des Hochjuvavikums (Dachsteindecke) anzutreffen. Auch hier weisen die tektonischen Verhältnisse auf (intra-)/postgosauische Bewegungen hin. Vom Prinzip vergleichbar mit der Typlokalität des Untersberger Marmors ingrediert das Gosaumeer in ein natürliches Becken (durch tektonische Einmuldung (N-überkippte Mulde?) und Erosion prägosauisch angelegt), das sein Trogtiefstes auf dem Tiefjuvavikum innehält und von den Rändern des Hochjuvavikums umgeben ist. Mit dem gerichteten Meeresspiegelanstieg gerät das Hochjuvavikum unter Flachwasserbedingungen, so daß sich Fossilschutt (vor allem Rudisten und Korallen) mit dem litoralen Aufarbeitungsschutt vermengt und daraus die Fazies des Untersberger Marmors resultiert.

Mit den einsetzenden Hochmoos-Schichten im W, vermutlich über der tektonischen Grenze von Hochjuvavikum und Tiefjuvavikum, die auch morphologisch wirksam ist, etabliert sich ein Gürtel eines biogen-karbonatischen/terrigen-klastischen Seichtwasserschelfs. Dieser vermittelt zwischen Arealen der terrestrischen Sedimentation (von der Dachsteindecke induziert) und der Beckenfazies (Grabenbach-Schichten).

Die Stabilisierung des Seichtwasserschelf-Saumes vollzieht sich auch auf Kosten der randlichen Grabenbach-Schichten (Beckenfazies), die vormals den äußeren Schelf (HÖFLING, 1985: 161) repräsentieren. Aus Kenntnis der Abfolge "im Nordabschnitt des Beckens von Gosau" (WAGREICH, 1985: 13) Phasen abzuleiten - "seichtmarine Ablagerungsphase der Hochmoossschichten im Obersanton" und "Abtiefung...im Untercampan mit den Bibereckschichten" (WAGREICH, 1985: 16) halte ich für unvereinbar mit dem auch in vergangenen Zeiten gültigen WALTHER'schen Gesetz" .... daß sich primär nur solche Fazies und Faziesbezirke (d.h. verallgemeinert "Sedimente und Sedimentationsräume") überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind" (J. WALTHER, 1893/94: 979 - fide VOSSMERBÄUMER, 1975: 6) und der daraus resultierenden Diachronie sedimentärer Schichtglieder. Im Gegensatz hierzu wird an dieser Stelle die Auffassung vertreten, daß von (Ob.-)Coniac bis ins Ob.-Santon neben der Beckenfazies mit Inoceramen, Ammoniten und planktonischer Mikrofauna eine litorale Rändfazies (am Paß Gschütt an der morphologisch-wirksamen Grenze des Hochjuvavikums zum Tiefjuvavikum) existiert, die als progradierender Ast mit regressiver Tendenz in der tiefen Gosau dem übergeordneten retrogradierenden Transgressionsgeschehen entgegenwirkt, ohne daß eine vollständige Verflachung aller Areale eintritt. Somit erklärt sich auch der Beleg des Obersantons im Ostteil des Gosaubeckens im Hofergraben SE des Ortes Gosau durch *Placenticeras incisum* Hyatt (R. BRINKMANN, 1935: 8 - fide TOLLMANN, 1976 : 432). Die Bibereck-Schichten (WEISS, 1975) sind in ihren basalen Anteilen als ein Teil der diachronen Litoralfazies (progradierend von Coniac - Ob.-Campan) aufzufassen, bevor ab Ob.-Campan ein dergestalt rascher Meeresspiegelanstieg des gerichteten Transgressionsgeschehens erfolgt, daß "die zunächst stark bioturbaten Sandsteinlagen einer strandnahen Fazies .... durch z.T. gradierte Sandsteinbänke mit BOUMA-Zyklus abgelöst" (WAGREICH, 1985: 16) werden. Im Ob.-Campan wird die Sedimentation nicht mehr durch ein vorgegebenes Relief mit den verschiedenen Faziesdifferenzierungen kontrolliert, vielmehr herrschen weitgehend einheitliche Sedimentationsbedingungen.

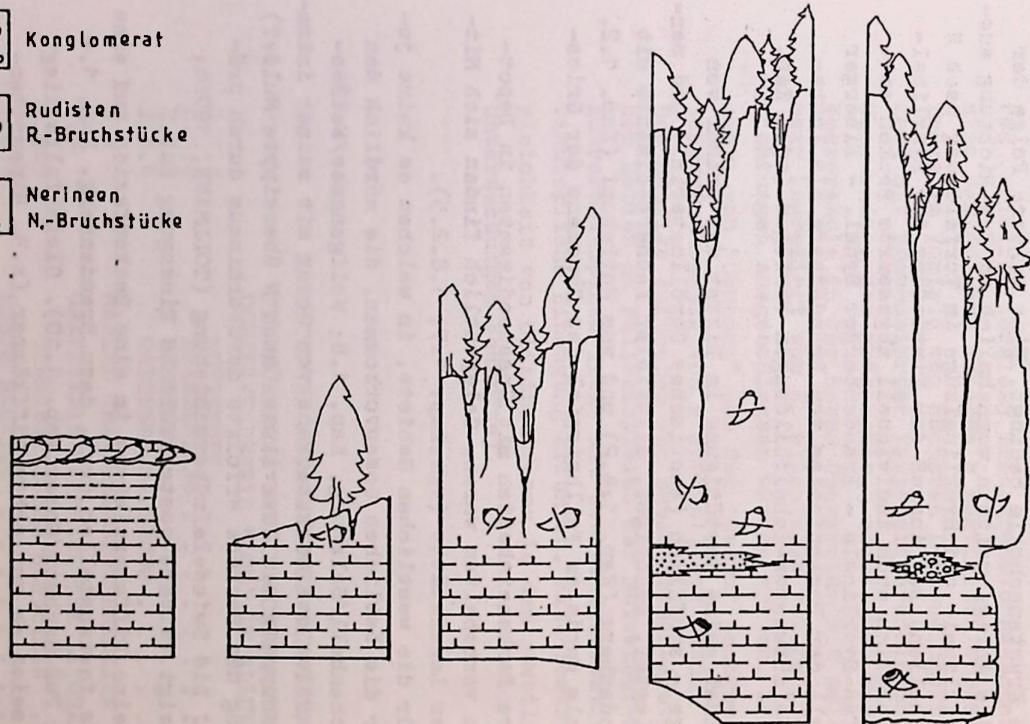
Abb. 53

Lok.: Paß Gschütt westlich Gosau.

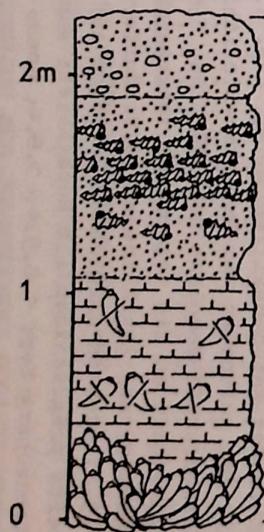
Übersichtsdarstellung der litoralen Seichtwasserfazies der Hochmoos-Schichten im Umfeld des Wegscheidgrabens bis zu den Gschröfpalmen. Die vertikale Faziesdifferenzierung der ersten Biolithite ist separat im Detail dargestellt und der zeitlich wie räumlich analogen Situation des Gschüttgrabens gegenübergestellt.

Bio- und lithoklastischer Detritus aus den Hochmoos-Schichten wird zeitgleich in die Grabenbachschichten eingebracht. Die Verfrachtung erfolgte vermutlich auf Grund Sturm-induzierter Ereignisse (Tempestite).

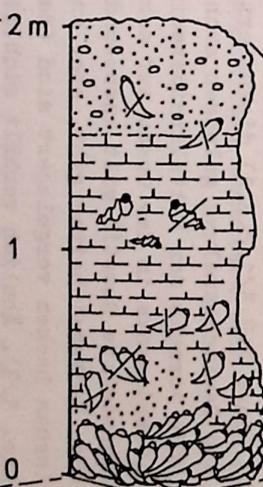
- |  |                                                   |  |                           |
|--|---------------------------------------------------|--|---------------------------|
|  | (Fossil-)Schuttkalk<br>Typ: Untersberger Marmor   |  | Konglomerat               |
|  | Mergel                                            |  | Rudisten<br>R-Bruchstücke |
|  | unreine Kalke<br>mit hohem Sand/<br>Mergel-Anteil |  | Nerineen<br>N-Bruchstücke |
|  | Sandstein                                         |  |                           |



Paß Gschütt

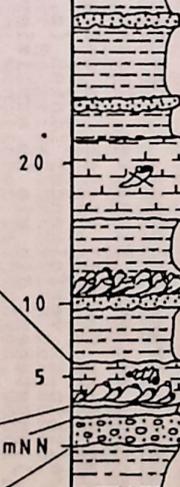


Gschüttgraben



Wegscheidgraben

1000 mNN



Wegscheid-Schichten

Grabenbach-Sch.

Tempestite in die  
Grabenbach-Schichten  
(randliche Becken-  
fazies) - vgl. S. 46

1.11 ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN DER GEOLOGISCH-FAZIELLEN UNTERSUCHUNGEN IN DEN GOSAUVORKOMMEN VON DEN LECHTALER ALPEN IM W BIS IN DAS SALZKAMMERGUT IM E MIT SCHWERPUNKT AUF DEN BASALEN ANTEILEN

Gerade der Umstand, daß alle wichtigeren Gosauvorkommen von den Lechtaler Alpen bis in das Salzkammergut in Augenschein genommen, an entscheidenden Stellen beprobt, sedimentologisch und biofazial analysiert und auf ihre (platten-)deckentektonische Einbindung untersucht wurden, macht es erstmals möglich, ein verlässliches Abbild der tiefen Gosau zu rekonstruieren, ungeachtet der Tatsache, daß viele vor allem kleinere Gosaufundpunkte nur mit einer sehr beschnittenen Profilsäule zur Verfügung stehen.

Generell besteht in der tiefen Gosau eine strenge Abhängigkeit der jeweiligen, sedimentären wie biofazialen, lokalen Gosauausbildung von der prägosauisch angelegten Morphologie. Entscheidend auf das topographische Relief wirkt sich der Paroxysmus der mediterranen Phase im hohen Turon mit der "Hauptdeckenbildung und Deckenschub in den Kalk(vor-)alpen" (TOLLMANN, 1986: Tab. 4) aus. Mit der Deckenbildung reagieren die Kalkalpen auf die Einengung, die die Subduktion und Subfluenz des Südpenninikums evtl. auch die (Mikro-)Kontinent-Kontinent-Kollision des Mittelpenninikums mit der ostalpinen Krustenscholle bedingt. Eine weitere Folge der Hauptdeckenbildung und des Deckenschubs ist die Anlage weithin vornehmlich in E-W-Richtung aushaltender, intrakalkalpiner, kompressiver Antiklinal- und Synklinalzüge im Vorfeld der nach N drängenden, höchsten Einheiten (Decken und Schollen). Das Ausmaß der Eintiefung der Synklinalzüge ist nicht überall gleich, so daß offensichtlich auch individuell abgesenkte Becken entlang weithin zu verfolgender Linien (z.B. Rofan-Synklinale - Brandenberger Synkl. - Eiberger Synkl.) entstehen, die wie im explizierten Fall der Beckenfazies von Brandenburg als Intraplattform-Trog auch über einen Abschluß mit Seichtwasser-Schelfbildungen verfügen (vgl. Kap. 1.4.4, Abb. 33).

Die Dominanz des orogenen Geschehens im N findet seine Bestätigung im Diktat der primär von N nach S ausgerichteten Sedimentationsvorgänge - stofflich (exotisches Geröllmaterial) und mengenmäßig, wie die Existenz nördlich positionierter, mächtiger, alluvialer Fächersedimente mit lateritischen Produkten in der Gosau von Brandenburg (Kap. 1.4.2) und vom Muttekopf (Kap. 1.2.5.1) zeigt. Die Herleitung exotischen Materials wurde am Fallbeispiel des Cenomans der Griesbachalm (Kap. 1.2.3/1.2.3.1) diskutiert.

Durch die Deckenstapelung gelangen auch höhere Deckeneinheiten mit Gosausedimenten in Depoträume, die vormals den Mittelkreidesedimenten vorbehalten waren. Gelegentlich finden sich Mittelkreidesedimente in der Gosau auf sekundärer Lagerstätte (vgl. Kap. 1.7; 1.8.2.5).

Der dargestellte Baustil gilt insbesondere für die westlichen Gebiete, in welchen es keine juvavischen Deckeneinheiten gibt, aber auch für die östlichen Gosauvorkommen, die nördlich den juvavischen Decken vorgelagert sind (Bad Reichenhall/Salzburg, Kap. 1.8; Wolfgangsee/Weißbach Kap. 1.9). Ähnlich verhält sich die Situation des Gosaubeckens von Gosau mit seiner intrajuvavischen Position, das die durch die Verschuppung des Juvavikums (nach N überkippte Mulde?) entstandene Hohlform ausfüllt. Eine Eintiefung des Beckens erfolgte darüberhinaus durch prägosauische Erosion der Hallstätter Schichten. Die Zwieselalmüberschiebung (TOLLMANN, 1976b: Profil 12) im S des Gosaubeckens von Gosau zeigt weitere postgosauische Einengung an.

Generell ist in bereits sehr frühem Stadium eine Differenzierung in eine Beckenfazies und eine seicht-/flachmarine bzw. alluviale Randfazies festzustellen (vgl. dazu Brandenburg, Kap. 1.4 sowie Bad Reichenhall/Salzburg, Kap. 1.8 und Paß Gschütt/Gosau Kap. 1.10). Gleichfalls liegt mit dem Auftreten von Rudisten-Biolithiten, seien es nun echte Riffkörper (z.B. Hippuriten-Barriereriff-Komplexe nach HÖFLING, 1985) oder Radiolitiden-mud mounds (Kap. 1.3.1) eine Gebundenheit an die tektonisch vorgezeichnete Geomorphologie vor. Die Biolithite befinden sich entweder auf Antiklinalen (z.B. Guffert-Pendling-Antiklinale Kap. 1.4.1-2; 1.4.2-4; 1.4.3.3; 1.5.2) oder in marginaler Position auf den höchsten Deckeneinheiten (Hochjuvavikum), die bereits prägosauisch als Hochgebiete ausgezeichnet waren (Lattenberg Kap. 1.8.3.3; Untersberg-Nordabhang Kap. 1.8.3.4, 1.8.4; Gosau Kap. 1.10) wo sie eine natürliche Umrahmung der Beckenfazies bilden. In tektonischen Einbruchsbecken auf den Hochplateaus des Hochjuvavikums (Lattengebirge Kap. 1.8.3.1; Reiteralpe Kap. 1.8.3.2) gelangen ebenfalls Gosausedimente zum Absatz. Die Ingression des Gosaumeeres in natürliche Trägere und Becken hat zur Folge, daß gleichzeitig unterschiedliche Sedimente und Faziestypen (z.B. Beckenfazies, Seichtwasserfazies mit terre-

strischem Einfluß) zur Deponierung zur Verfügung stehen, die fallweise miteinander kommunizieren (z.B. debris flow vom Seichtwasserschelf in die Brandenberger Beckenfazies Kap. 1.4.4; Vorstoß alluvialer Sedimente auf den Seichtwasserschelf Kap. 1.4.2-3).

Die WALTHERsche Faziesregel beweist ihre Gültigkeit auch in vergangenen Zeiten in geomorphologisch kontrollierten Sedimentationsräumen und schließt die Diachronie der sedimentologisch-faziellen Einheiten und Schichtglieder mit ein, so daß das Postulat von (tektonisch kontrollierten?) Phasen (vgl. BUTT & HERM, 1978: 91; WAGREICH, 1985: 16; vgl. Kap. 1.10) oder (tektonisch kontrollierten?) Zyklen (HERM 1981a: Abb. 6; vgl. Kap. 1.8.4) unnötig wird. Ein sehr schönes Beispiel für die Diachronie der litoralen Fazies (mit unterschiedlichen Faziesdifferenzierungen) liefern am Paß Gschütt die Hochmooschichten, die in die randliche Beckenfazies der Grabenbachschichten vorrücken (progradieren) und bis ins Unt.-Campan mit den basalen Bibereckschichten durchhalten. Die Bestätigung dieses Sachverhalts findet sich in WAGREICH (1985: 16): "Über der Sandkalkbank setzen die schlecht aufgeschlossenen Bibereckschichten des tieferen Untercampan ein (WEISS, 1977). Die Mergel dieses Abschnitts zeigen ähnlich zusammengesetzte Mikrofaunen wie die Grabenbachschichten mit einem Planktonanteil von 20 bis 50 %".

Aus der Beckenanalyse der einzelnen Vorkommen wird deutlich, daß der Gosauzyklus ein gerichtetes (unidirektionales) Transgressionsgeschehen repräsentiert, das sich zunächst (Coniac-tiefstes Santon) nur innerhalb tektonisch vorgezeichneter Bereiche (intrakalkalpine kompressive Tröge im Vorfeld von höchsten Deckeneinheiten; fallweise auch entlang der Überschiebungsbahnen) mit prononzierter Faziesdifferenzierung artikuliert und erst nach der transgressiven Überwindung der prägosauisch angelegten Topographie fazielle Unterschiede unter einer höheren Wassersäule in der hohen Oberkreide mit pelagischer Mergelsedimentation erlöschen. Das Gosau-meer ingradiert von N, allenfalls von östlichen oder westlichen Richtungen, wobei südliche Richtungen ausgeschlossen werden können, nachdem von HAGN (1982) und WEIDICH (1984a, b) Übergänge von "Cenoman" und der "Gosau" nachgewiesen wurden und das sedimentologische Geschehen schwerpunktmäßig von N kontrolliert wird.

Das häufige Auftreten von subaquatisch-gravitativ verfrachteten Sedimenten (Besprechung dieser Serien an Fallbeispielen der Muttekopf-Gosau Kap. 1.2.5.3) legt den Schluß nahe, daß die intrakalkalpinen Tröge mit Gosausedimentation zumindest teilweise eine nicht-phasenhafte, kontinuierliche Einengung erfuhren. Eine Bestätigung von einzelnen Phasen müßte auch in der Zeitgleichheit von Olisthostromen in den jeweiligen Gosautrögen abzulesen sein (was noch weiterer Untersuchungen bedürfte).

2.	BAUXITISCHE ABLAGERUNGEN DER TIEFEN GOSAU . . . . .	50
2.1	FEINKÖRNI GES BAUXITISCHES MATERIAL ALS EINSCHALTUNGEN VON SCHLAMMSTRÖMEN (MUD/COHESIVE DEBRIS FLOW) IN ALLUVIALEN PIEDMONT-FÄCHERN (ALLUVIAL FAN) . . . . .	50
2.1.1	MUTTEKOPF . . . . .	50
2.1.2	BRANDENBERG . . . . .	50
2.1.3	HECHTSEE . . . . .	51
2.1.4	GAISBERG/SALZBURG . . . . .	51
2.2	MARINE TRANSGRESSIONSBREKZIEN . . . . .	51
2.3	GRAVITATIV VERFRACHTETE LITORALE UND FLACHMARINE KALKSANDE . . . . .	51
2.3.1	TURBIDITISCHER SANDSTEIN . . . . .	52
2.4	ECHTE BAUXITE . . . . .	52
2.4.1	DIE BAUXITE VON LES BAUX . . . . .	52
2.4.2	DIE BAUXITE VON GROSSGMAIN/LATTENBERG . . . . .	52
2.4.3	DIE BAUXITE VON UNTERLAUSSA . . . . .	52
2.5	HERKUNFT UND ENTSTEHUNG DER BAUXITE IM ALPIN-MEDITERRANEN RAUM . . . . .	53
2.6	HERKUNFT UND ENTSTEHUNG DER ERZKÖRNER . . . . .	55
2.7	ANALYTISCHE UNTERSUCHUNGEN . . . . .	56
2.8	PALÄOGEOGRAPHISCHE FOLGERUNGEN HINSICHTLICH DER UNTERSUCHTEN GOSAU VORKOMMEN . . . . .	57
2.9	ZUSAMMENFASSUNG: BAUXITISCHE ABLAGERUNGEN IN DER GOSAU . . . . .	59

## 2 BAUXITISCHE ABLAGERUNGEN DER TIEFEN GOSAU

Ein auffälliger Bestandteil der ersten oberkretazischen Basiskalkbildungen sind grob-klastische Serien mit lateritisch-bauxitischem Zwischenmittel oder feinkörnigen lateritisch-bauxitischen Einschaltungen, aber auch Sedimente (vor allem flachmarine und marine Sedimente) mit reichlich limonitischen Erzkörnern. Die Spuren des feinkörnigen, bauxitischen, durch Eisen-Oxide markant rot eingefärbten Materials reichen häufig auf Klüften und Spalten tief in die diskordant unterlagernde kalkalpine Basis, die im Gegensatz zu den plastisch deformierten Kreideserien zumeist mit Bruchtektonik auf Bewegungen des Untergrundes reagiert.

Bislang war es üblich, die Bauxite primär lagerstättenkundlich am Ort der Gewinnung zu studieren. In dieser Arbeit wird der entgegengesetzte Weg beschritten, indem zuerst die normalen Sedimente der basalen Gosau behandelt und diese dem Sonderfall des echten Bauxits gegenübergestellt werden.

### 2.1 FEINKÖRNIGES BAUXITISCHES MATERIAL ALS EINSCHALTUNGEN VON SCHLAMMSTRÖMEN (MUD FLOW/COHESIVE DEBRIS FLOW) IN ALLUVIALEN PIEDMONT-FÄCHERN (ALLUVIAL FAN)

Einen der ersten Zeugen erosiver Vorgänge stellen bauxitische Sedimente im Verein mit lokalen Schutt-Brekzien über und an der Transgressionsfläche dar. Als oberste Einheit einer Gesteins säule reagieren Bodenbildungen wie der Laterit naturgemäß sehr empfindlich auf morphologische Reliefänderungen und fallen im Zuge einer morphologischen Umgestaltung zuallererst der Erosion anheim. Ein derartiger weiträumiger Umbruch des biologischen Gleichgewichts, den der Abtransport der Bodenkrume nach sich zieht, hat Konsequenzen für die ganze Biosphäre zu Wasser und zu Lande und wird von ERHARDT (1966) als "bio-rhexistase" bezeichnet.

Die lateritische Decke (caprock) desintegriert und wird aquatisch, zur Zeit heftiger, vermutlich episodischer Regengüsse verfrachtet. So gerät lateritisch-bauxitisches Material in den sedimentären Kreislauf und findet sich auch häufig in dem nach dem erosiven Transport ersten möglichen Absatzraum der alluvialen Fächer (alluvial fan) wieder, die häufig stattliche Mächtigkeiten (max. 200 m) aufweisen. Generell retrogradieren die Faziesseinheiten, so daß sich die distale Fazies über die proximale legt.

#### 2.1.1 MUTTEKOPF (vgl. Kap. 1.2.5.1; Tab. 12; Abb. 61)

Die tiefsten Basisserien beginnen im Gebiet Plattein mit monomikten Brekzien, die als Felsschutt-Massen und Siebablagerungen (sieve deposits) gedeutet werden. Darauf folgen mächtige Brekzien, Fanglomerate/Konglomerate - meistens komponentengestützt oder partienweise matrixgestützt. Die feinkörnige, (submikroskopische) bauxitische Matrix enthält eine Vielzahl grobsiltiger, karbonatischer Klasten, so daß sie in Anlehnung an die Karbonatnomenklatur von DUNHAM (1962) als bauxitischer wackestone/packstone zu benennen wäre - an Stelle des Kalkschlammes tritt der Bauxit. Gelegentlich findet man Rinnenfüllungen und Bereiche mit flacher Schrägschichtung. Die Kornverrundung nimmt mit Profilhöhe zu, das bauxitische Zwischenmittel tritt zurück. Exotika konnten im Schliff nicht nachgewiesen werden, erscheinen jedoch später massenhaft. Die geschätzte Mächtigkeit der alluvial fan-Sedimente beträgt max. 70 m. Die Faziesanalyse ergibt eine Schüttungsrichtung aus N.

#### 2.1.2 BRANDENBERG (vgl. Kap. 1.4.2; Abb. 21; 61, 62; Tab. 12)

Interessanterweise sind es hier die transgredierenden bauxitischen Serien, die die räumlich dominierenden Lokalschutt-Brekzien vertreten und die sehr gut gerundete, exotische "polierte" Gerölle und düster rote Sande mit reichlich exotischem Detritus aufweisen.

Die gute Rundung und die Eisen-Oxyd-Überzüge der Gerölle belegen einen längeren Transport und ein Verweilen in einem lateritischen Profil, bevor dieses erneut umgelagert wurde. Die Gerölle, der Exotika-reiche, relativ unverfestigte Sandstein und das Al/Fe-reiche Feinkorn (Bauxit) sind Produkte einer langen Sedimentationsgeschichte und unterlagen den Prozessen der Ausmerzung verwitterungsanfälliger und transportempfindlicher Geröllkomponenten, wie es für Restschotter charakteristisch ist.

Häufige Exotika sind Gerölle aus der Gruppe der Porphyre (Quarzporphyre, Felsitporphyre) und Quarze; Sandsteine mit einem hohen Anteil an gut gerundeten Serpentin körnern stehen auf der

Hochtalalm an.

Ein anderes bauxitisches Vorkommen am Trauersteg befindet sich in der Profilmittte einer Sequenz mit Bankmächtigkeits- und Korngrößenabnahme (thinning and fining upward megasequence) (vgl. Abb. 21). Eine Schüttung aus N ist durch faziellen Serienvergleich gesichert, da bauxitische Sedimente und mächtige Grobklastika in der südlichen Gosau fehlen.

### 2.1.3 HECHTSEE (vgl. Kap. 1.6.2; Abb. 61; Tab. 12)

Schon früh gehen die eintönigen Basalbrekzien in ein seichtmarines (Fund einer Actaeonelle) und im weiteren in ein vollmarines Milieu über. Bauxitisches Material liegt lediglich als Zwischenmittel vor, enthält aber reichlich detritären Quarz. Ein etwa 10 m mächtiges Sandsteinpaket in höherer Profilposition wurde für Naturwerksteine abgebaut, läßt aber noch erkennen, daß es sich um turbiditische Sandsteine und Brekzien handelt. Pelagische Foraminiferen belegen vollmarines Milieu.

### 2.1.4 GAISBERG/SALZBURG (vgl. Kap. 1.8.2.5; Abb. 61; Tab. 12)

Der Bauxit liegt entweder als Zwischenmittel in groben Brekzien (Glasenbachklamm) vor oder schaltet sich als Sediment von Schlammströmen (mud flow) in die mächtigen, klastischen Serien (debris flow) ein. Der Fund eines Gerölls mit reichlich exotischem Detritus und Orbitolinen, sowie der Serienvergleich mit der südlichen Gosau auf der Berchtesgadener Decke (Hochjuvavikum) weist darauf hin, daß Grobklastika auf dem Tirolikum aus dem N kommen.

### 2.2 MARINE TRANSGRESSIONSBREKZIEN (vgl. Kap. 1.8.3; Abb. 61, 62; Tab. 12)

Diesen Typ trifft man in seiner ausgeprägtesten Form im Lattengebirge auf der Berchtesgadener Einheit (Hochjuvavikum) an, wo die marinen Transgressionsbrekzien entweder direkt dem Dachsteinkalk auflagern oder terrestrische Serien rasch ablösen.

Wenig höher setzt eine flachmarine Fauna (Radiolites, Korallen, Serpuliden, benthonische Foraminiferen) ein, als Biomorpha erhalten oder in Form von Fossilschutt.

Nachdem die Position von juvavischen Einheiten im Oberjura bereits der heutigen Situation (vgl. dazu TOLLMANN, 1981; 1987 a, b; SCHÄFFER & STEIGER, 1986) entsprach, wird davon ausgegangen, daß das Lattengebirge schon zur Zeit der Gosautransgression morphologisch erhaben war, so daß der Litoralsaum über die Nordflanke der Berchtesgadener Einheit (Untersberg, Lattenberg) nach S auf die Hochgebiete (Lattengebirge) transgredierte. Spätere tektonische Nachbewegungen bedingen das steile Einfallen der Gosau-Sedimente (Untersberger Marmor) an der Nordflanke des Untersberges.

Die bauxitischen Transgressionsserien des Lattengebirges sind akzessorisch mit detritärem Quarz kontaminiert und lassen sich faziell nicht mit den mächtigen, alluvialen Serien des Tirolikums vergleichen, so daß sie einem eigenständigen sedimentologischen Absatzraum angehören. Eine Diskussion der Bauxit-Herkunft und -Genese erfolgt später.

Obwohl der Feldbefund zunächst auf eine autochthone/parautochthone Laterit-/Bauxitgenese weist, existieren sogar hier allochthone Einflüsse durch den Nachweis von akzessorischem Quarz (Serien-schliffe) und Ilmenit (Erzanschliff). Der verwitterungsresistente Ilmenit wird von Haselgebirgsvulkaniten abgeleitet - in Analogie zu den ballgroßen Vulkanitkomponenten in der basalen Gosau am N-Rand der Dachstein-Decke.

### 2.3 GRAVITATIV VERFRACHTETE, LITORALE UND FLACHMARINE KALKSANDE (vgl. Kap. 1.8.3; Abb. 61, 62; Tab. 12)

Dieser Sedimenttyp folgt im Anschluß an die marinen Transgressionsbrekzien, die vor allem im Lattengebirge, aber auch - in geringerer Mächtigkeit - stellenweise am Untersberg aufgeschlossen sind. Der Übergang in die (flach-)marinen Kalkarenite ist fließend, deren Körner in erster Linie aufgearbeitetes, kalkalpines Material und biogenen Schutt repräsentieren. Das Zwischenmittel ist entweder karbonatisch-bauxitisch wie am Untersberg, oder vornehmlich durch Sparit ersetzt, weil der Intergranularraum ausgewaschen wurde. Auffällig ist in den grainstones der hohe Anteil an Erzkörnern (Tab. 12/Proben-Nr. 19, 20).

Überhaupt sind die marinen Serien in erster Linie Sedimentgesteine mit Beimengungen von Bauxit oder von Erzkörnern, die nach der in Abb. 59 vorgeschlagenen Dreiecksdarstellung einem "bauxitischen Sedimentgestein" oder einem "Sedimentgestein mit Erzkörnern" entsprechen.



Abb 54

Übersichtskarte der beprobten ehemaligen und heutigen Bauxit-  
Abbaue und -Schürfe.

Durch den retrogradierenden, landeinwärts wandernden Litoralsaum (onlap) wird auf einer Böschung in geologisch kurzer Zeit reichlich Sedimentmaterial bereitgestellt, das vor seiner Diagenese durch die eigene Anhäufung auf einer Schiefen Ebene seine Stabilität verliert (Überschreiten des Winkels der inneren Reibung) und gravitativ umgelagert wird. Die Transportmechanismen sind grain flow, cohesive debris flow/mud flow. Häufig sind auch Entwässerungsrisse, in denen sich eine Anreicherung der Erzkörner vollzieht, da diese auf Grund des hohen spezifischen Gewichts im nach oben austretenden Wasserstrom zurückbleiben, während die spezifisch leichteren Karbonatpartikel ausgeschwemmt werden.

Häufig sind auch Plastiklaste - halbverfestigte Sedimentklumpen, die entweder aus ihrem Verband gerissen wurden oder noch mit dem Verband zusammenhängen (gutes fitting). Oft finden sich im Untersberger Marmor Geröllschnüre oder es schwimmen einzelne Schollen aus kalkalpinem Material (bis 0,5 m) im Kalkarenit. Küstennahen, festländischen Einfluß zeigen rot eingefärbte, geröllreiche Sedimentpartien.

### 2.3.1 TURBIDITISCHER SANDSTEIN (vgl. Kap. 1.6.2; Abb. 62; Tab. 12)

Turbiditischer Sandstein mit reichlich exotischem Detritus und Erzkörnern wurde in einer Sandsteinabfolge am Hechtsee (vgl. Kap. 2.1.3) angetroffen. Pelagische Foraminiferen belegen vollmarines Milieu.

### 2.4 ECHTE BAUXITE (vgl. Abb. 54-62; Tab. 12)

Echte Bauxite, die entweder abgebaut oder auf ihre Abbauwürdigkeit mit Schürfen (Nordfuß der Berchtesgadener Einheit - Großmain, Glanegg) untersucht wurden, sind in den Alpen nicht häufig und mengenmäßig nicht sehr ergiebig, so daß in Unterlaussa/Steiermark 1964 der Abbau eingestellt wurde (OBERHAUSER, 1980: 538). Demgegenüber werden die Bauxite in SE-Frankreich weiterhin wirtschaftlich genutzt.

#### 2.4.1 DIE BAUXITE VON LES BAUX (vgl. Abb. 54-62; Tab. 12)

Zwei Gruben - direkt bei Les Baux - wurden besucht und Proben zu Vergleichszwecken entnommen. An einer Aufschlußwand war eine deutlich ausgeprägte flache Rinne (7 m breit) mit komponentengestützten Konglomeraten (Kalke) und bauxitischem Zwischenmittel angeschnitten, die sich als alluviale Schüttung in den Bauxit eingetieft hat (scour-and-fill structure). Der Bauxit liegt entweder als oolithisches Erz oder massig vor. Häufig sind Bleichflecken (Deferrifikation) und Lösungserscheinungen. Die Proben 29-31 (Taf. 12) sind frei von sedimentären Verunreinigungen. Über die Genese dieser Vorkommen wird im nächsten Kapitel ausführlich berichtet.

#### 2.4.2 DIE BAUXITE VON GROSSGMAIN/LATTENBERG (vgl. Abb. 61/61; Tab. 12)

Innerhalb des ehemaligen Prospektionsgebietes am Nordfuß der Berchtesgadener Decke wurden im Gebiet des Lattenberges Proben (Tab. 12, Proben-Nr. 21-23, Abb. 60-62) entnommen. Die Proben weisen das bauxitische Material als Sedimente eines kohäsiven Schuttstroms/Schlammstrom (debris flow/mud flow) aus. Es liegen mit den Proben 22 und 23 nach der vorgeschlagenen sedimentologischen Nomenklatur in der Dreiecksdarstellung (Abb. 60) "unreine Bauxite" vor. Eine Probe bei Grödig/Whs. Rositten zeigt deutlich den sedimentären Charakter mit distinkten feinen Lagen von kalkigen Mikrobrekzien im bauxitischen Feinkorn. Bei gekreuzten Nicols stellt man eingestreuten detritären Quarz fest.

Generell wird für die Bauxite dieser Gegend ein sedimentärer Ursprung postuliert, der sich auch in Füllungen von Karsthohlräumen widerspiegelt.

#### 2.4.3 DIE BAUXITE VON UNTERLAUSSA (vgl. Abb. 60-62; Tab. 12)

Hier wurde in der Steiermark bei Altenmarkt bis zum Jahre 1964 Bauxit im Ober- und Untertagebau gewonnen. Obwohl dieser Bauxit im Revier Gräser in der Nähe der Blahberg-Alm vom diskordant unterlagernden Hauptdolomit tektonisch überfahren ist, können die sedimentologischen Zusammenhänge noch gut nachvollzogen werden. Direkt über dem Hauptdolomit setzt eine durch Erzlösungen dunkel eingefärbte Serie mit sand/tonreichen Konglomeraten ein, deren Intergranularraum von Brauneisen erfüllt ist. Zudem befinden sich im sandigen Zwischenmittel Erzkörner. Exotika (Porphyre, Diabas, Gangquarze) und Radiolarite/Spiculite mit ringförmigen Reaktions-

#### ERLÄUTERUNGEN ZUR TAB. 12 UND ZU DEN ABB. 55-62

Durch die sedimentologisch-fazielle Bearbeitung der basalen Gosauserien wurde deutlich, daß eine enge genetische Beziehung zwischen dem Bauxit und dem sedimentären Kreislauf besteht. Da die bisherigen Einteilungen und Dreiecksdarstellungen (Abb. 55 - 59) die mineralogisch-petrographische Kennzeichnung favorisieren, wurde eine Einteilung gesucht, die eine Abgrenzung des Bauxits, des kalkalpinen, sedimentären Detritus (erzfreie Klaster in Abb. 60) und der zum größten Teil sedimentären Erzkörner ermöglicht. Massige, unzonierte Erzkörner bilden nach der sedimentären Verfrachtung häufig die Kerne der Eisenooide und Pisolite, was insbesondere im Falle der Einfachooide (z.B. Latengebirge) auffällt. Nach dem Übertrag der Daten aus Tab. 12 in die Diagramme Abb. 61/63 ergeben in der Tat manche charakteristische, sedimentologisch-fazielle Environments auch bestimmte Konzentrationen wieder - z.B. Auswaschung des Bauxits in den marinen Transgressionsbrekzien und im marinen debris flow. Insbesondere wird in Abb. 61 an Hand von Gosau-Proben der fließende Übergang vom Sedimentgestein zum Bauxit deutlich.

Abb. 55-59: Eine Übersicht über gebräuchliche, petrographische Klassifikationen wurde BARDOSSY (1982: fig. 62-66) entnommen.

Tab. 12: Tabellarische Darstellung der untersuchten Proben mit Angabe der wichtigsten, lithologischen und sedimentologischen Parameter und biogenen Faziesindikatoren.

Abb. 60: Sedimentologische Dreiecksdarstellung und vorgeschlagene Nomenklatur zur Kennzeichnung der bauxitischen Gosau-Basissedimente, die stärker als bisher (Abb. 55-59) die Eingebundenheit bauxitischer Serien in den sedimentären Kreislauf betont. Der Aufbau der Einteilung erfolgte in Anlehnung an VALETON (1972).

Abb. 61: Dreiecksdarstellung der feinkörnigen Proben aus Tab. 12. Die Auszählung von 500 Meßpunkten erfolgte bei 25-facher Vergrößerung.

K = erzfreie Klaster (Kalkalpiner Detritus); M = bauxitische Matrix; F = limonitische Erzkörner

Abb. 62: Dreiecksdarstellung der grobkörnigen Proben aus Tab. 12. Die Auszählung von 1500 Meßpunkten erfolgte bei 5-facher Vergrößerung.

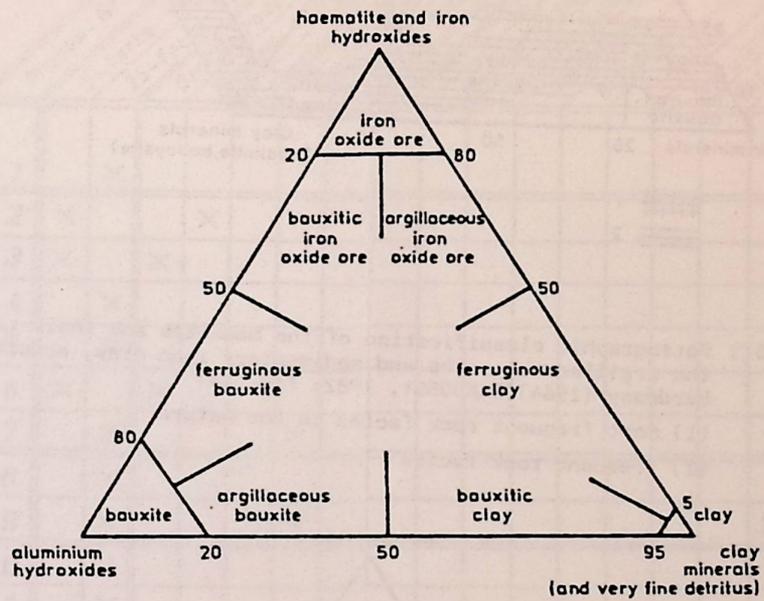


Abb. 55 ) Petrographic classification of bauxites according to Konta (1958)  
(BARDOSSY, 1982: fig. 62)

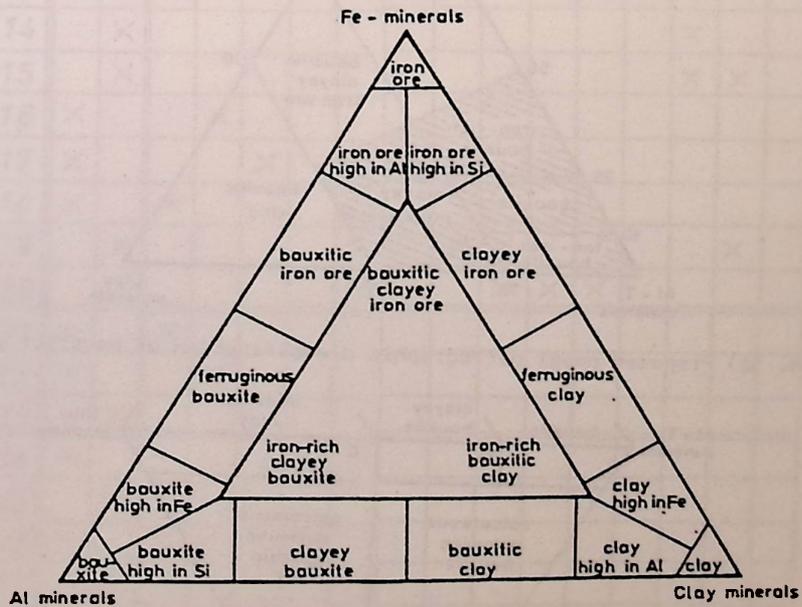


Abb. 56) Petrographic classification of bauxites according to Valeton (1972)  
(BARDOSSY, 1982: fig. 63)

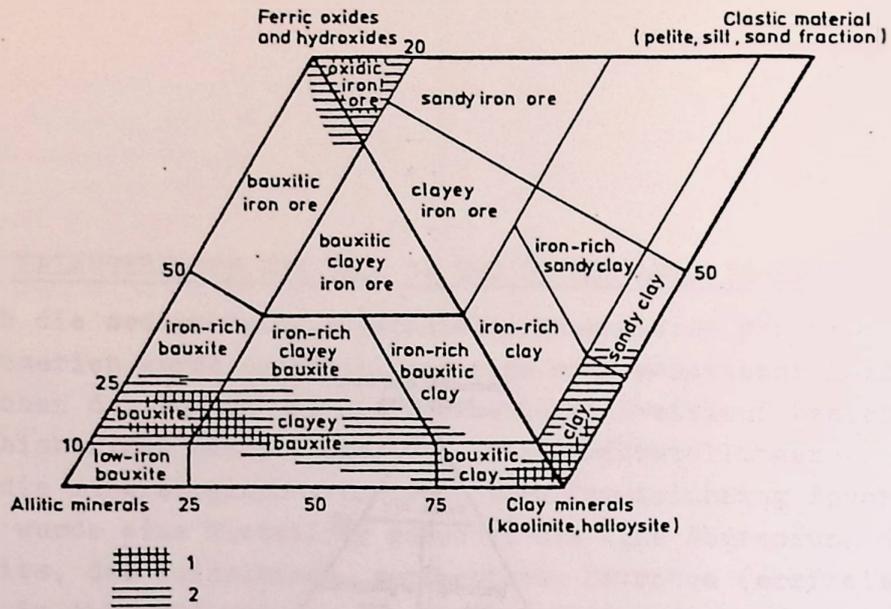


Abb. 57) Petrographic classification of the bauxites and their relation to the argillaceous rocks and sedimentary iron ores, according to Bardossy (1964) (BARDOSSY, 1982: fig. 64)  
 (1) most frequent rock facies in the nature  
 (2) frequent rock facies

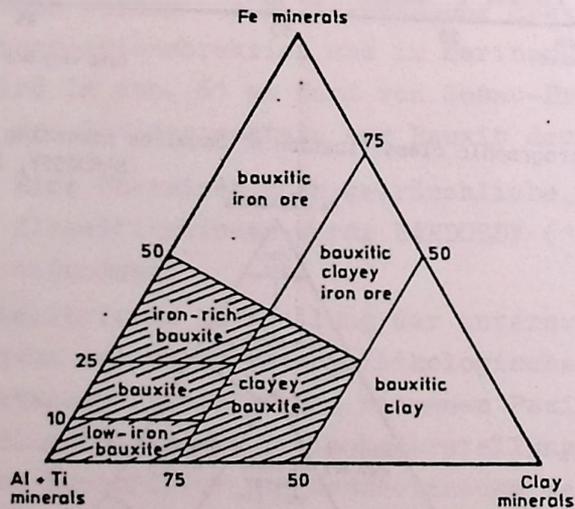


Abb. 58) Proposed novel petrographic classification of bauxites (BARDOSSY, 1982: fig. 65)

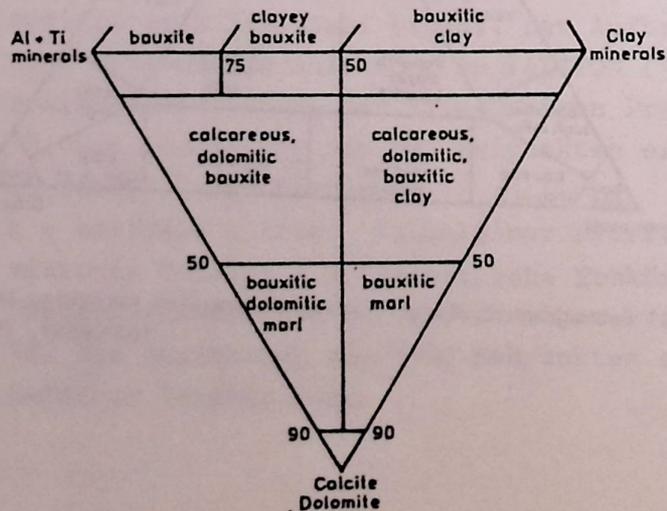


Abb. 59) Proposed novel classification of carbonatic bauxite types (BARDOSSY, 1982: fig. 66)



Abb. 60

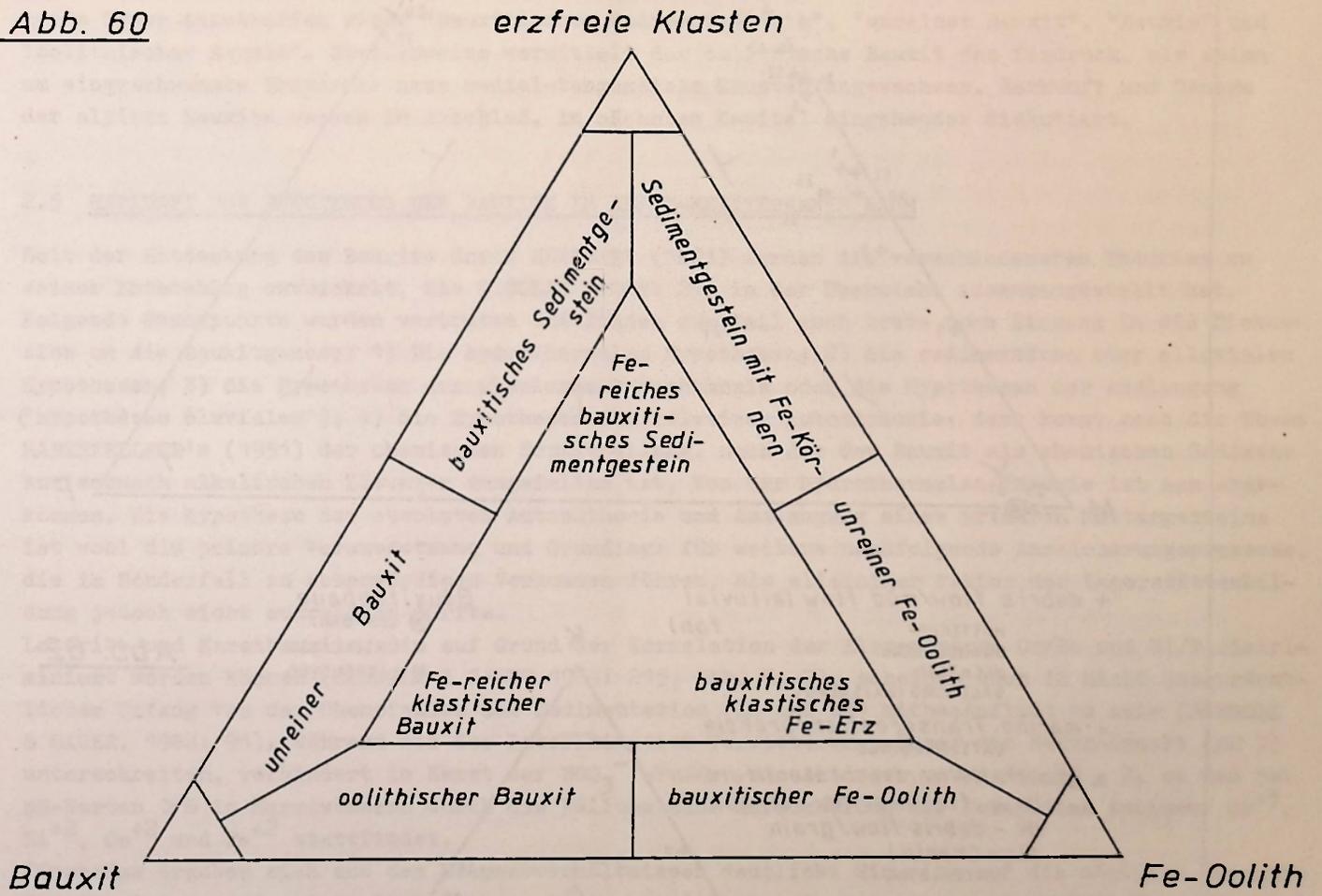
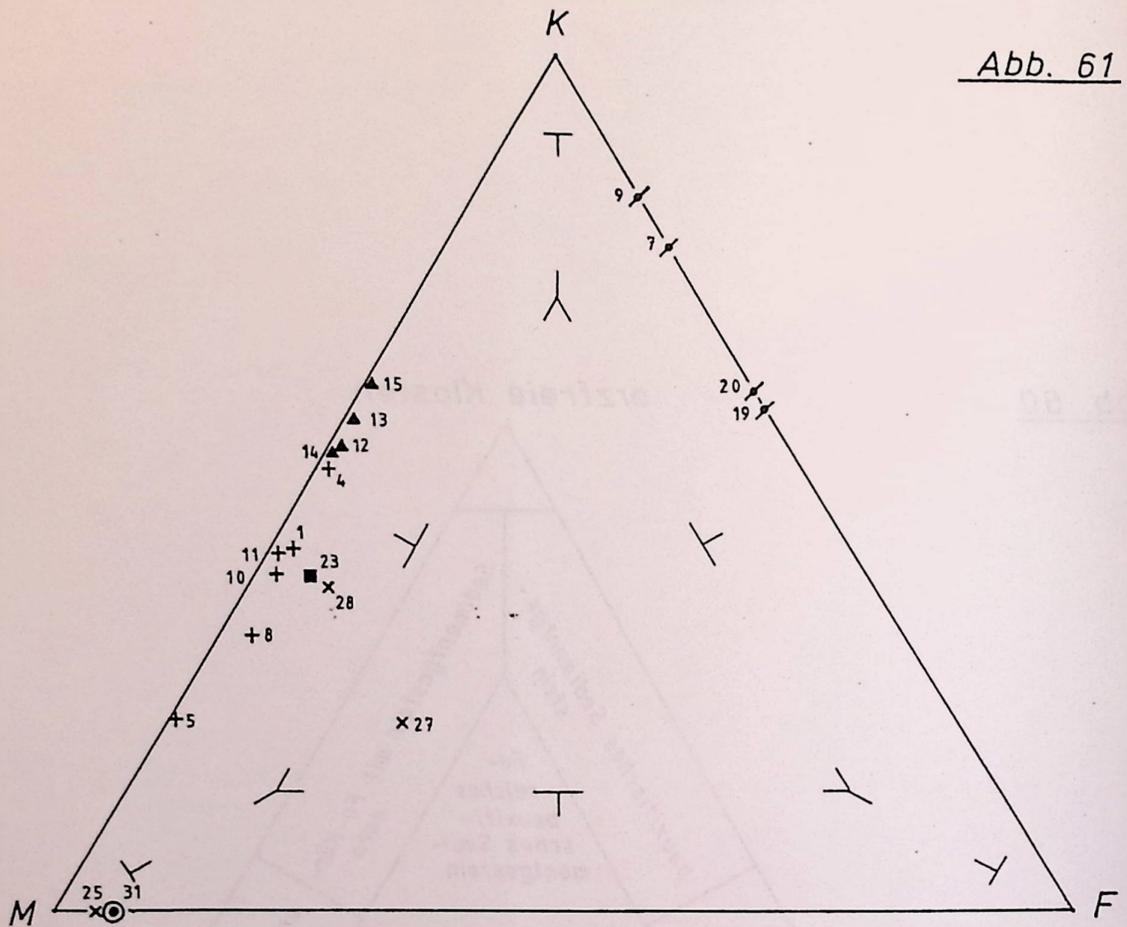


Abb. 61



+ debris flow/mud flow (alluvial fan)  
 MUTTEKOPF  
 BRANDENBERG  
 HECHTSEE  
 SALZBURG (GAIS BERG)

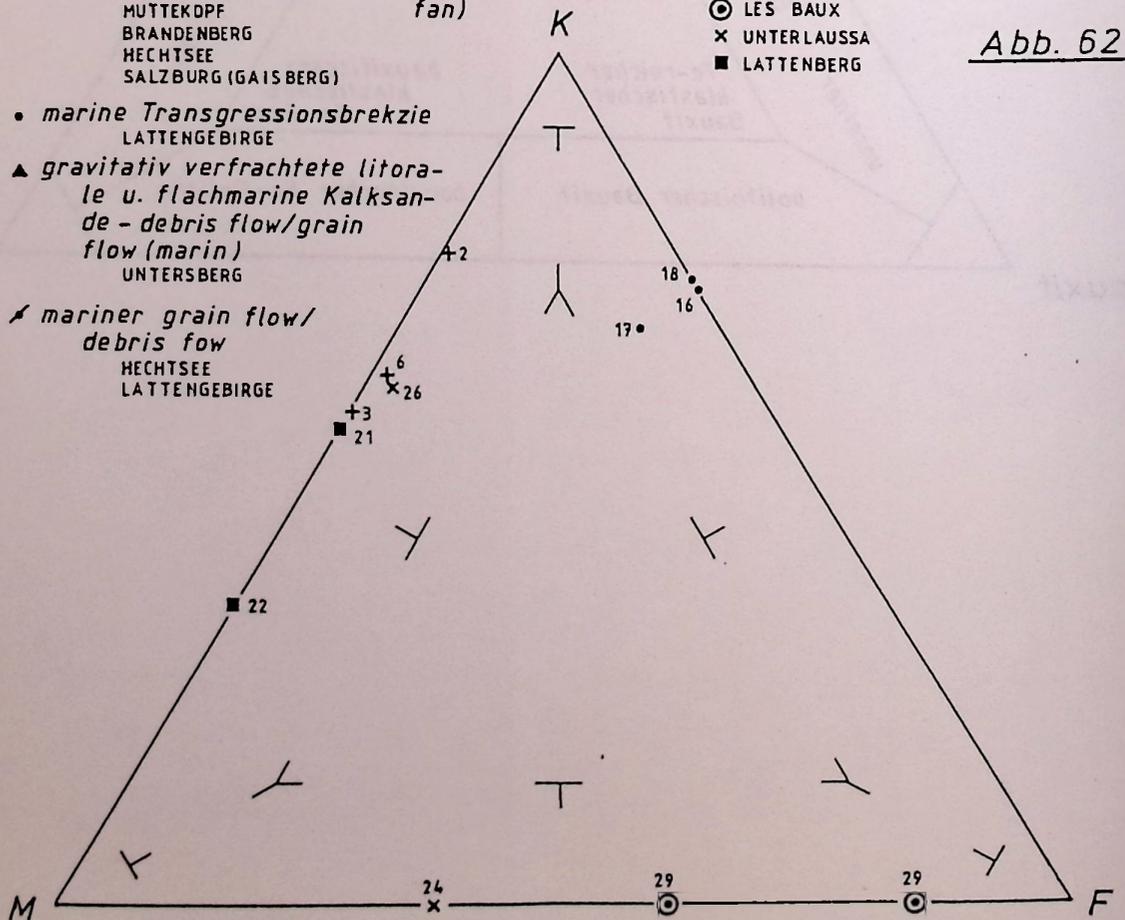
• marine Transgressionsbrekzie  
 LATTENBERG

▲ gravitativ verfrachtete litorale u. flachmarine Kalksande - debris flow/grain flow (marin)  
 UNTERSBERG

♣ mariner grain flow/debris flow  
 HECHTSEE  
 LATTENBERG

Bauxitabbau  
 ⊙ LES BAUX  
 × UNTERLAUSSA  
 ■ LATTENBERG

Abb. 62



säumen im Inneren der Gerölle belegen die Allochthonie der direkten Basis-Serie, deren Komponenten durch ein Verweilen in lateritischen Bodenprofilen Verwitterungsprozessen unterworfen waren. Diese Basis-Serie wird auch als das Transportmedium der oolithischen und massigen Bauxite angesehen.

Diese echten Bauxite haben sich nach der Einschwemmung in der Feinkornfraktion (mud flow? oder Tontrübe?) und ihren Absatz im Zentrum von Karstdepressionen gebildet, wohingegen an den Beckenrändern (grob-)klastische Sedimente beim Übergang in ein niedrig-energetisches Milieu liegengeblieben sind. Der sedimentäre Charakter offenbart sich auch in Spaltenfüllungen (Abb. 35, 63).

Dies wird auch überaus deutlich in den Dreiecksdarstellungen Abb. 61, 62, wo nach Abb. 60 folgende Typen anzutreffen sind: "Bauxitisches Sedimentgestein", "unreiner Bauxit", "Bauxit" und "oolithischer Bauxit". Stellenweise vermittelt der oolithische Bauxit den Eindruck, als seien um eingeschwemmte Erzkörner neue radial-tangentiale Krusten angewachsen. Herkunft und Genese der alpinen Bauxite werden im Anschluß, im nächsten Kapitel eingehender diskutiert.

## 2.5 HERKUNFT UND ENTSTEHUNG DER BAUXITE IM ALPIN-MEDITERRANEN RAUM

Seit der Entdeckung des Bauxits durch BERTHIER (1821) wurden die verschiedensten Theorien zu seiner Entstehung entwickelt, die NICOLAS (1968: 21) in der Übersicht zusammengestellt hat. Folgende Standpunkte wurden vertreten und finden zum Teil auch heute noch Eingang in die Diskussion um die Bauxitgenese: 1) Die hydrothermalen Hypothesen; 2) die sedimentären oder alluvialen Hypothesen; 3) die Hypothesen der absoluten Autochthonie oder die Hypothesen der Auslaugung ("hypothèses éluviales"); 4) die Hypothesen der relativen Autochthonie; dazu kommt noch die These HABERFELLNER's (1951) der chemischen Bauxitfällung, nach der der Bauxit als chemisches Sediment aus schwach alkalischen Lösungen ausgefallen ist. Von der hydrothermalen Theorie ist man abgekommen. Die Hypothese der absoluten Autochthonie und Auslaugung eines primären Muttergesteins ist wohl die primäre Voraussetzung und Grundlage für weitere nachfolgende Anreicherungsprozesse, die im Sonderfall zu abbauwürdigen Vorkommen führen, als alleiniger Faktor der Lagerstättenbildung jedoch nicht ausreichen dürfte.

Laterit- und Karstbauxite, die auf Grund der Korrelation der Elementpaare Cr/Be und Ni/B diskriminiert werden können (SCHROLL & SAUER 1964: 215; Abb. 6, 7), scheinen auch in nicht unbeträchtlichem Umfang von der Chemofazies der Sedimentation (Eh und pH) mitbeeinflusst zu sein (SCHROLL & SAUER, 1968: 91). Während bei der Lateritisierung Verwitterungswässer den Neutralpunkt (pH 7) unterschreiten, verhindert im Karst der  $\text{HCO}_3^-$ -Puffer ein Absinken unter den pH = 7, so daß bei pH-Werten > 6 in Karstwässern durch die Fällung eine Anreicherung der femaphilen Kationen  $\text{Cr}^{+3}$ ,  $\text{Ni}^{+2}$ ,  $\text{Co}^{+2}$  und  $\text{Fe}^{+2}$  stattfindet.

"Trotzdem ergeben sich aus den Elementverhältnissen deutliche Hinweise auf die mögliche Herkunft des Aluminiums und seiner Begleitelemente in bauxitischen Gesteinen, wobei erhöhte Konzentrationen femaphiler Elemente auf basische Ausgangsgesteine hinweisen müßten. Die Korrelationen von Al/Fe, Al/Ti, Al/Cr, Al/V, Fe/Ni und Fe/Co beweisen denn auch eindeutig, daß für die Karstbauxite nur folgende Ausgangsgesteinstypen in Frage kommen können: Basische und intermediäre Plutonite, Vulkanite oder äquivalente Metamorphite; Tongesteine, eventuell Sandsteine oder Karbonatgesteine und Mergel, die als durch Karbonate verdünnte Ton- oder Sandsteine aufzufassen sind. Auf keinen Fall sind die Karstbauxite allein aus ultrabasischen Gesteinen, Granitoiden oder Alkaligesteinen abzuleiten. Ihr Chemismus entspricht eher einer durchschnittlichen Mischung der Gesteine der Erdoberfläche, bei der die basische oder auch ultrabasische Komponente mehr oder weniger stark betont sein kann" (SCHROLL & SAUER, 1968: 92).

Dagegen geht VALETON (1966, 1972) von der ursprünglichen Lateritisierung basischer bis ultrabasischer Vulkanite aus, die unter tropischen bis subtropischen Verwitterungsbedingungen Träger bedeutender lateritischer Profile sind und die die Laterite anderer Ausgangsgesteine, z.B. von Graniten, an Mächtigkeit bei weitem übertreffen (GOUDIE, 1973).

Der lateritische caprock fällt im Zuge der großtektonisch induzierten morphologischen Umgestaltung des topographischen Reliefs der Erosion anheim und fügt sich in das regionale sedimentäre Geschehen ein. ERHARDT (1966) bezeichnet die Erosion von Böden als einen Umbruch des biologischen Gleichgewichts mit dem Terminus "bio-rhexistase". Nach der Erosion und der sedimentären Verfrachtung der ehemaligen Lateritprofile gelangt das Material in der Form zum Absatz,

daß nach NICOLAS (1968: 18) in SE-Frankreich das neue sekundäre Profil jetzt die umgekehrte Zonierung der erodierten Profilsäule aufweist: "... un profil inversé de latérite bauxitique cuirassée, alumineuse et ferrugineuse (ferallite)" (: 29). Ein derartiges, vollständiges, umgekehrtes Profil dürfte jedoch nur in der Nähe des Ursprungs zur Ausbildung gelangen, da in weiterer Entfernung die Phänomene der Frachtsonderung mit der Ausbildung einer distalen Fazies überwiegen.

Nach VALETON (1966, 1972) scharen sich in SE-Frankreich um das gehobene Maure-Esterelle Massiv fingerförmig lange, geschlossene Becken, in die sich periodische Schlammströme (mud flow) in (Schutt-)Fächern ergießen. So setzt sich auf einem bereits vorbauxitisch verkarsteten Relief grob-klastisches Material mit kristallinen Komponenten am Rande des Massivs ab, wohingegen mit steigender Entfernung die Ausfällung aus der Suspension das vorherrschende Kennzeichen der distalen Fazies war. Grobklastische Einschaltungen von Konglomeraten in deutlichen Rinnen (scour-and-fill structures) konnten von mir selbst in der Typlokalität Les Baux in einer Grube innerhalb mehr oder weniger chaotischer Bauxitmassen vor Ort studiert werden. Der einzige Ursprung des bauxitischen Materials sind Laterite auf den vulkanischen Felsen des Maure-Esterelle Massivs (VALETON, 1966, 1972). Die Verkarstung der karbonatischen Unterlage (Jura/Unterkreide) der heutigen Bauxite in SE-Frankreich hat sich in mehreren Etappen vollzogen: Vorbauxitisch; im Verlauf der Sedimentation und der Diagenese der Bauxite; postdiagenetisch und schließlich oberkretazisch (VALETON 1966: 699). Die Bauxitkörper liegen entweder als Dolinen-Füllungen oder als flache Linsen mit einigen hundert m Breite und 10-15 km Länge vor. Die postsedimentäre Diagenese vollzieht sich dabei immer in terrestrischen Becken bei unterschiedlichen Niveaus über dem geschlossenen Grundwasserspiegel. Die Grundwasserbewegungen werden kontrolliert durch Bruchstrukturen des Liegenden, durch Orientierung und Größe der Dolinen und der Karstdepressionen.

Weitere "Karst"-Füllungen allochthonen Ursprungs beschreibt VALETON (1972) aus Griechenland, Rumänien und Österreich. In Griechenland ist die Beziehung zwischen dem Ursprungsgebiet und der distributiven Provinz besonders deutlich (: 157). Bauxite mit erhöhten Nickel- und Chromwerten kamen nach der Erosion der lateritischen Bedeckung (cap rock) der Ophiolithe in der subpallagonischen Zone als Kolloide, reich an Eisen, Silizium und Aluminium auf dem Karst der Parnassus-Kiona-Zone (Jura) zum Absatz.

VALETON (1972) verweist auf das Konzentrationsdiagramm Cr/Ni in SCHROLL & SAUER (1966, 67:Abb.2), in dem die Karstbauxite mehr oder weniger in der Verlängerung der geochemischen Entwicklungslinie: Ultrabasite - Basalte - Granite liegen und interpretiert diese Darstellung im Sinne einer genetischen Beziehung.

Die Schwermineraluntersuchungen in der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa in der Steiermark/Österreich zeigen schon in der Nähe des Transgressionskontaktes deutliche Chromitwerte, gleichwohl der Bauxit selbst, dem Hauptdolomit aufliegend, frei von Schwermineralien zu sein scheint (RUTNER & WOLETZ, 1956, Taf. I, Tab. II). Jedoch wurden am Prefing-Kogel/Revier Gräser Brekzien und Konglomerate mit einem Komponenten-Bestand von Kalkalpiner Trias, jurassischem Radiolarit/Spiculit, Porphyry, Diabas (Gang-)Quarz, Quarzit direkt über dem Hauptdolomit angetroffen. Diese klastischen Serien müssen auf Grund ihrer Position und des eisenreichen und tonigen Zwischenmittels als Vertretung des Bauxits bzw. als Einschüttung in diesen interpretiert werden. Fundstücke von der Halde weisen gleichfalls eine ideal ausgebildete ebene Schichtung der Laminae auf. Feldbefund und Probenmaterial geben Hinweis auf eine vorbauxitische Verkarstung, ähnlich wie sie von VALETON (1966: 699) aus SE-Frankreich beschrieben wird.

Auch GÜNTHER & TICHY (1978: 331) sprechen sich für eine allochthone Bildung der Bauxite in Klüften und Spalten aus. Sie nehmen an, daß am Untersberg das "feinschlammige bis kolloidal gelöste allitische bis siallitische Material in die tektonisch angelegten und verkarsteten Hohlräume eingeschwenkt wurde". In Tab. 13 ist die prozentuale Zusammensetzung der Metalloxide der Bauxite vom Untersberg aufgeführt (GÜNTHER & TICHY, 1978: 332, Tab. 1).

Das Bauxit-Vorkommen von Unterlaussa, wie auch weitere Lokalitäten in den Alpen und den Dinariden deutet HABERFELLNER (1951) als chemische Sedimente, die aus schwach alkalischer Lösung ausgeschieden wurden. Ob in der wässrigen Lösung freie Ionen oder Kolloide (entweder als Sol in dispersiver Phase, oder als Gel netzartig verbunden) für den Stofftransport verantwortlich waren, wird nicht ausgeführt.

Tab. 13

Analysen der Untersberger Bauxite (in %)  
nach GÜNTHER & TICHY (1978: Tab. 1)

Abb. 63

Lok.: Unterlaussa

Sedimentäre Kluftfüllung im Hauptdolomit mit lateritisch-bauxitischen Sedimenten

Imprägnation des Hauptdolomits und limonitischer Überzug (1) entstanden möglicherweise vor Einsedimentierung des bauxitischen Materials. Entwässerungsrisse (2) durchschlagen mehrere Schichten (bed = Sedimentationseinheit, im wesentlichen unter gleichen physikalischen Bedingungen gebildet), die ihrerseits aus feinen Blättern (Laminae) aufgebaut sind. Entwässerungsrisse entstehen durch Porenwasserüberdruck bei rascher Schüttung von gröberem Material (Erzkörner, Kalksand) über feineres (Silt), - des weiteren finden sich Einsenkungen und Wulstschichtung (convolute bedding) (3).

Tab. 13

	Rositten (nach Kozlowski)	Rositten	Großmain
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,0	62,66*	59,21*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,1	25,07**	23,23**
FeO	0,33	—	—
SiO <sub>2</sub>	4,6	0,56	4,06
TiO <sub>2</sub>	4,9	3,09	3,06
MnO	0,04	0,12	0,02
MgO	0,28	0,18	0,13
NiO	0,06	—	—
CaO	0,3	0,1	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	—	0,01	0,00 (in Spuren)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,11	0,01
SO <sub>3</sub>	0,17	—	—
CO <sub>2</sub>	0,6	—	—
H <sub>2</sub> O+	11,7	12,07	12,51
H <sub>2</sub> O—	1,47	0,37	0,83
Summe:	100,39	104,35	103,14

\* Die Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Werte dürften um eine Spur zu hoch sein, da bei der Atom-Absorptions-Spektroskopie (AAS), bei Anwesenheit von Ti eine Zunahme der Empfindlichkeit für Al erfolgt (vgl. Willis, 1968).

\*\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als Totaleisen.

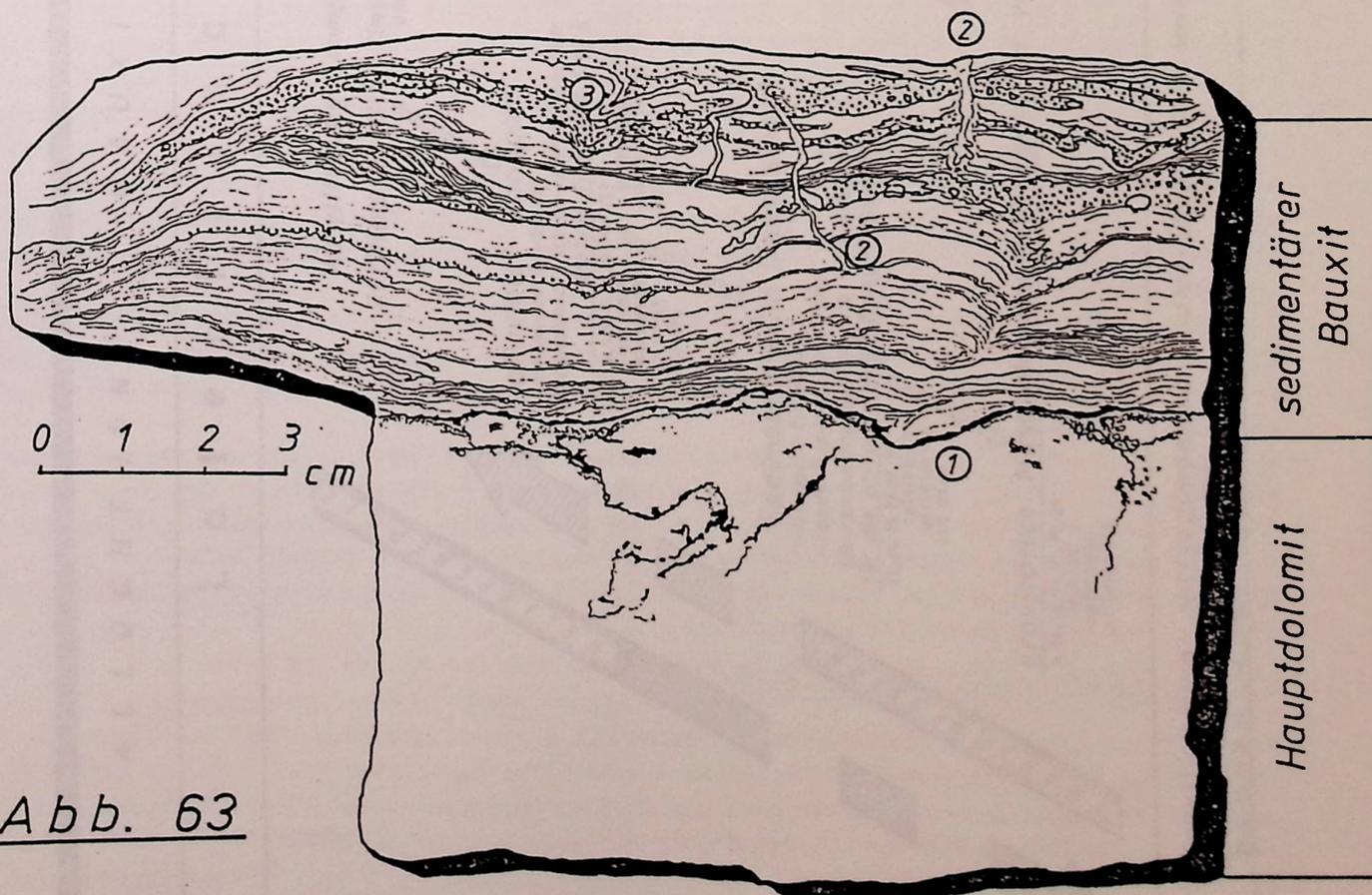


Abb. 63

Proben-Nr.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>
1	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
3	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
4	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
5	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
6	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
7	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
8	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
9	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
10	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
11	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
12	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
13	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
14	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
15	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
16	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
17	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
18	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
19	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
20	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
21	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
22	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
23	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
24	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
25	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
26	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
27	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
28	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
29	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
30	51,0	11,1	1,8	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Tab. 14

Übersichtsschema der Bauxitgenese im alpinen Raum und Sedimentationsdiagramm mit der Projektion der bearbeiteten Proben (vgl. Tab. 12, Abb. 60-62).



ALLOCHTHONE

BAUXITGENESE

AUTOCHTHONER  
BAUXIT

CHEMISCHER  
BAUXIT

Lateritischer caprock

Verwitterung (Lösungsvorgänge)

initiale Erosion (Desintegration der klastischen  
und kolloidalen Bestandteile)

alluvialer Transport  
-strömende Gewässer  
-hochviskoser Schutt- u. Schlammstrom  
(debris-flow/mud flow)

transgressive Aufar-  
beitung (litorale, flachmari-  
ne Brekzie)

1, 2, 3, 5, 6, 8, 10, 11, 21, 22, 26, 27, 28  
MUTTEKOPF  
BRANDENBERG  
HECHTSEE  
GAISBERG

LATTENBERG  
UNTERLAUSSA  
(LES BAUX)

16, 17, 18  
LATTENBERG

Sedimentation in Depressionen  
-limnisch-fluviatil  
-randlich marin (paralisch)  
(Anreicherungsprozess als Voraussetzung  
für die postsedimentäre Bauxit-Diagenese)

23, 24, 25, 29, 30, 31  
LATTENBERG  
UNTERLAUSSA  
LES BAUX

gravitative Massentransport-Prozesse im vollmarinen  
Milieu

9, 12, 13, 14, 15, 19, 20  
HECHTSEE  
UNTERSBERG  
LATTENBERG

Bauxitisierung: postsedimentäre Bauxit-Diagenese in terrestrischen Becken über  
dem geschlossenen Grundwasserspiegel

23, 24, 25, 29, 30, 31 LATTENBERG UNTERLAUSSA LES BAUX

PROZESSE

SEDIMENTÄRE

DIA-  
GENESE

intensive Lösungs-Verwitterung

in situ-Bauxite  
auf intensiv zersetz-  
tem Muttergestein  
(Vulkanite, Plutonite,  
Sedimentgesteine)

Lösungsverwit-  
terung

Lösungen

Transport  
-Oberflächengewässer  
-Grundwasserstrom

Fällung der  
Al, Fe - Ionen  
im Meerwasser

Die Präsenz der Eisen-Ooide weist auf den Bildungsort des leicht bewegten Flachwassers (HABERFELLNER, 1951: 67), "wobei sich weitgehende Analogien zu den sedimentären Eisenerzen, vor allem zu den Doggererzen der Schwäbischen Alb" (: 62) ergeben. Hier ist anzumerken, daß in neuerer Zeit auch die "mesozoischen Eisenoolithlagerstätten als Seifen lateritischer Ooide und Trümmer" (SIEHL & THEIN, 1978) interpretiert werden, wo im Falle der Minette (Jura; Luxemburg/Lothringen) Eisenoide von erodierten Latosolen der Rheinischen Masse mit Flüssen in die NW-Bucht des Pariser Beckens transportiert wurden und sich im küstennahen Bereich unter dem Einfluß von Gezeitenströmungen in einem Sandwellenkomplex (TEYSSEN, 1984) akkumuliert und konzentriert haben.

Eisen-Ooide (< 0,2 mm) und Eisen-Pisoide (0,2-2 mm) - PERYT (1983) nennt sie auch Vadoide aufgrund ihrer Genese im vadosen Milieu - entstehen in der Eisenkruste (entspricht dem Bodenhorizont BL) durch Lösung und Ausfällung unter der Kontrolle klimatischer Veränderungen, der Chemie des Grundwassers in Abhängigkeit von pH und EH im fluktuierenden, chemischen Umfeld der Verwitterung. Daraus resultiert das interne Gefüge des radial-konzentrischen, lateritischen Ooids (BATTACHARYA & KAKIMOTO, 1982). Oft lassen sich auch Aggregatkörner finden, in denen mehrere Ooide in einem geschlossenen Verband vereint sind. Die nächst tieferen Horizonte des Lateritprofils werden durch die Fleckenzone (B), die Bleichzone (B/C) und zuletzt durch das Ausgangsgestein repräsentiert.

Während VALETON (1966, 1972) eine postsedimentäre Bauxitisierung vertritt, geht NICOLAS (1968) von der Ablagerung des Bauxits in SE-Frankreich in mehreren Episoden aus, im Verlaufe dieser der Bauxit mit lateritischem Ursprung fortwährend Umformungen unterlag.

Letztendlich ist der Bauxit m.E. in seinem sedimentologischen Verhalten, in seiner Mobilität als terrestrisches Sediment und in seiner chemischen Resistenz als Residualprodukt gut mit dem Typ des Restschotter vergleichbar, der wie der Quarzrestschotter der Oberen Süßwassermolasse schließlich nur noch oligo- oder monomineralische Zusammensetzung aufweist.

So ist es verständlich, daß die Bauxite bei Mazauges (SE-Frankreich) in subsidenten Becken in der Umrahmung des Kontinents als paralischer Typ ihre "Ruhestätte" und Einbettung fanden.

Weiter nördlich in der Synklinale von Val verzögert sich die marine Ingression und begünstigt die Installierung von Bedingungen der stärker kontinental geprägten Ablagerungen (Valdo-Fuvelien). Noch weiter im N gelegene Gebiete erreicht die marine Transgression nicht mehr und das bereits tertiäre Dach der Bauxite bilden fluviatile und lakustrine Sedimente (NICOLAS, 1968:20). Generell hat sich der Bauxit in SE-Frankreich in Depressionen einer verkarsteten, karbonatischen Oberfläche, in einer Reihe von kleinen Tümpeln, Seen, Lagunen und euxinischen Meeresbecken, die merklich in E-W Richtung angeordnet sind, abgesetzt (: 31). Fossilien - zum Teil marine Organismen - finden sich im Bauxit von Mazauges (NICOLAS, 1968: 23, 25; Abb. 3, 4) wie auch im Bauxit von Unterlaussa/Österreich (HABERFELLNER, 1951: 66). Gosau-Landschnecken werden von HRUBESCH (1965 a, b) aus den Bauxiten vom Untersberg (Glanegg) und von Unterlaussa (Revier Prefing) beschrieben.

Zurückhaltender bezüglich der Transportweiten der Bauxite in SE-Frankreich (VALETON, 1966, 1972; NICOLAS, 1968) äußern sich COMBES et al. (1982), vermuten eine parallochthone Herkunft von Sedimentgesteinen (Mergel) und verweisen auf eine Kontamination des parallochthonen Materials mit rhyolithischen Quarzen des Perm.

Ebenso bezieht MIHOLIC (1956) die Bauxite Südwestkroatiens und Bosniens aus dem Lateritisationsprozeß von Mergeln. Der Mechanismus der Bauxitgenese vollzieht sich in der Reihenfolge (:40): "Silikatgestein -- Ton -- Terra rossa -- Laterit -- Bauxit (bzw. limonitisches Eisenerz), wobei bei den südwestkroatischen Bauxiten die Entwicklung vom Ton an beginnt".

Bei der Zersetzung von Ton sollen biologische Prozesse eine Rolle spielen (VERNADSKY, 1924; VINOGRADOV, 1938 fide MIHOLIC, 1956).

## 2.6 HERKUNFT UND ENTSTEHUNG DER ERZKÖRNER

In genetisch enger Beziehung zum Bauxit steht die Herkunft und Entstehung der Erzkörner, die zumeist als dichte ungeformte Partikel in den normalen Sedimenten vorliegen, im Bauxit jedoch eine oolithische, konzentrisch-tangentiale Struktur aufweisen. Der Lateritisationsprozeß ist der Motor für die Bildung sowohl von Bauxit als auch von limonitischem Eisenerz (MIHOLIC, 1956: 40). An Hand von Dünnschliffuntersuchungen an Geröllen aus der basalen Gosau von Brandenburg und von Unterlaussa/Revier Prefing ließ sich die Entstehung von Eisenkrusten gut nachvollziehen.

Chemische Analysen aus der Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe

	Platta-Decke				Carungas-Decke				Platta-Decke	Tschirpen-Decke	Arosa-Zone	Scarl-Decke	
	Plang Tguils		Marmor. See		Alp Parsettens				Alp Uigls	Parp. Weissh.	Sonnenrütli	Fiz Lischanna	
	grüner Radiol.	roter Radiol.	hellroter Radiol.	hellroter Radiol.	dkl.-roter Radiol.	hellroter Tonsch.	dkl.-roter Tonsch.	Sericit-schiefer	roter Radiol.	roter Tonsch.-Radiol.	roter Radiol.	roter Tonsch.-Radiol.	grüner Radiol.-Kalkph.
SiO <sub>2</sub>	87,1	86,0	96,05	95,77	83,67	76,54	65,08	65,43	83,67	74,90	92,04	71,48	56,71
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,2	0,08	0,11	0,40	0,57	0,71	0,93	0,40	0,62	—	0,63	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,1	5,4	0,90	1,61	3,30	10,65	14,19	18,79	3,30	7,72	0,20	11,34	4,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9	1,6	1,50	1,47	7,74	4,02	8,70	—	7,74	5,57	0,75	5,33	0,31
FeO	1,6	0,9	—	—	—	—	—	0,76	—	—	—	—	2,10
MnO	0,28	0,2	0,11	0,02	0,30	0,61	1,14	—	0,30	0,15	3,96	0,11	0,11
MgO	2,0	1,4	0,36	0,11	0,50	0,79	1,00	2,31	0,50	1,68	0,19	2,22	1,37
CaO	0,15	0,3	—	—	0,40	0,48	0,14	—	0,40	2,18	—	2,00	17,00
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,4	0,48	0,70	1,00	4,40	8,53	1,04	1,00	1,22	0,27	1,50	0,47
K <sub>2</sub> O	0,9	1,1	0,20	0,08	1,42	1,03	—	5,64	1,42	2,56	0,22	1,80	1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,2	0,08	—	0,10	0,13	0,18	0,03	0,10	0,24	—	0,02	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	0,76	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	1,5	—	—	—	—	—	0,24	—	1,13	0,97	1,30	13,96
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,4	0,9	0,22	0,21	0,85	0,70	0,39	3,78	0,85	2,15	1,09	2,18	1,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,04	0,08	0,10	—	—	0,32	0,10	0,17	0,29	0,16	0,08
Summe	100,0	100,1	99,94	100,16	99,78	99,92	100,06	100,28	99,78	100,29	99,98	100,07	99,90
Analytiker:	Thommen		Jakob	Jakob	Jakob	Jakob	Jakob	Geiger	Jakob	Jakob	Jakob	Jakob	Jakob

Tab. 15

Chemische Analysen aus der Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe  
(DIETRICH, 1970: 649, Tab. 1).

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sedimentäre Gesteine wie Radiolarite und Kieselkalke mit Echinodermenresten und Schwammnadeln (auch Spiculite) unter den Bedingungen der Lateritisation ähnlich reagieren wie z.B. ophiolithischer Detritus. Bei den Serpentin Körnern bilden sich opake Eisenkrusten bevorzugt entlang des Maschengewebes aus, das charakteristisch für den Maschenserpentin (Lizardit/Chrysotil) ist. Vermutlich liegen die Eisenverbindungen als Chromspinell und Magnetit vor. Unterlagen die Radiolite und Kieselkalke tektonischer Beanspruchung (bis hin zur Schieferung), so vollzieht sich die Bildung opaker Erzabscheidungen (Hämatit?) an den Rupturen. Gelegentlich bilden sich bei kompakten Radiolariten ohne Bruchsturen inselartige Höfe opaker Erzabscheidung im Inneren des Gerölls. An Kieselkalcken mit noch erkennbaren Fossilresten wie Spiculae (Zentralkanal oft vererzt!) oder Echinodermenfragmente bildeten sich im Inneren geschlossene, ringförmige Reaktionssäume aus dunklen Eisenverbindungen inmitten des hellen Kieselkalks.

Im Radiolarit erkennt man helle, kugelförmige Spumellarien am gezähnten Umriß, erfüllt von einem feinen Mosaikpflaster winziger Quarzaggregate (Chalcedon).

Gelegentlich zeigt die sehr feine, mit Hämatit? pigmentierte Grundmasse über die winzigen Quarzaggregate hinaus eine übergreifende Sammelkristallisation. Tektonisch beanspruchte Radiolarit-Komponenten mit aufgeprägter Schieferungs-Lineation zeigen nur noch ovale, stark ausgeprägte Umrisse. Eine schwache Metamorphose ist möglicherweise nicht auszuschließen. Manche Komponenten haben eine vollständige Zersetzung und Stoffumwandlung erfahren, so daß eine Diagnose der Lithologie des Ausgangsgesteins unmöglich ist.

Unklar ist die Herkunft der Radiolarite und Kieselkalke. Da diese heute zum Teil nicht mehr unmittelbar anstehen, ist zu diskutieren, ob diese Gerölle nicht wie der allochthone, ophiolithische Detritus aus der während der Gosauzeit aktiven, nördlich gelegenen Subduktionsfront stammen. Indizien in diese Richtung wären die gute Zurundung der Gerölle, die gelegentlich zu beobachtende sehr starke tektonische Beanspruchung und ganz allgemein das genetische Zusammenspiel von Ophiolithen und Radiolariten gemäß der STEINMANN Trinität. DIETRICH & FRANZ (1976:96) vergleichen den Ophiolith-Detritus aus der Gosau von Brandenburg und Kössen/Oberwössen "mit den schwach metamorphen Ophiolithen der hochpenninischen Platte-Decke - Aroser Zone in Graubünden". Vonnöten wären Untersuchungen mit der Mikrosonde, um Unterschiede in der prozentualen Elementverteilung zwischen diesen Radiolaritgeröllen und kalkalpinen (Oberostalpinen) Radiolariten festzustellen. Nachgerade ist eine Tabelle (Tab. 15) chemischer Analysen aus der Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe aus DIETRICH (1970: 649, Tab. 1) aufgeführt. Nach der Durchsicht des Schliffmaterials sind die Eisengehalte ausreichend für eine Bildung von Erzkörnern, die nach der Desintegration der Komponenten durch die intensive Verwitterung und die mechanische Beanspruchung während des Transports in den sedimentären Kreislauf geraten. Es ist gut vorstellbar, daß diese Erzkörner im Falle dieser Zusammenschwemmung mit Bauxit Fällungskerne der oolithischen Bauxite und oolithischen Eisenerze (vgl. Abb. 60) bilden.

Die Entstehung der Erzkörner und Eisenooide auf der Berchtesgadener Decke ist noch unklar. Eventuell stammt hier das notwendige Potential an Eisen aus den tonreichen Partien des Dachsteinkalkes (Lofer cyclothem: A-Horizont nach FISCHER, A., 1964).

## 2.7 ANALYTISCHE UNTERSUCHUNGEN

Diese umfassen phasenanalytische Untersuchungen mit dem Röntgendiffraktometer an lateritisch-bauxitischen Proben der tiefen Gosau (klastische Basisserien) im Vergleich mit dem Bauxit von Les Baux (SE-Frankreich) sowie ausgewählte Testmessungen mit dem Analysensystem ORTEC 5000. Die Röntgendiagramme sind in Abb. 64 angetragen, wobei der begleitende Text eine kurze Diagnose und Interpretation der Ergebnisse liefert. Im allgemeinen herrscht eine sehr gute Übereinstimmung zwischen dem ersten Feldbefund, der Schliffanalyse und den Röntgenuntersuchungen. Neben den Tonmineralen Illit, Chlorit - Vermiculit als Produkte der lateritischen Verwitterung läßt sich mancherorts der Boehmit als echtes Bauxit-Mineral nachweisen (vgl. Abb. 64). Die Eingebundenheit der lateritisch-bauxitischen Produkte in den sedimentären Kreislauf bringt mit sich, daß eine Identifizierung (unterhalb der Nachweisgrenze von 5 %) häufig nicht mehr möglich ist, wenn diese eine starke "Verdünnung" während des Transportes erfahren haben. Das Auftreten von Feldspat koindiziert zumeist mit der Existenz exotischer Vulkanitgerölle (Ausnahme: Gosau/Fürbergraben - Kreuzgrabenschichten). Durch das sehr frühe Auftreten von Quarz zeichnen sich bereits in den Basisserien allochthone Einflüsse ab, wobei dieser Befund mit dem fallwei-

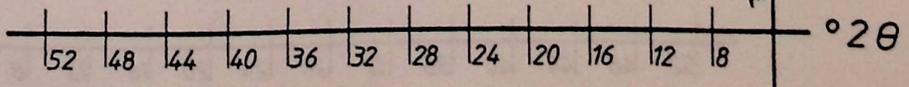
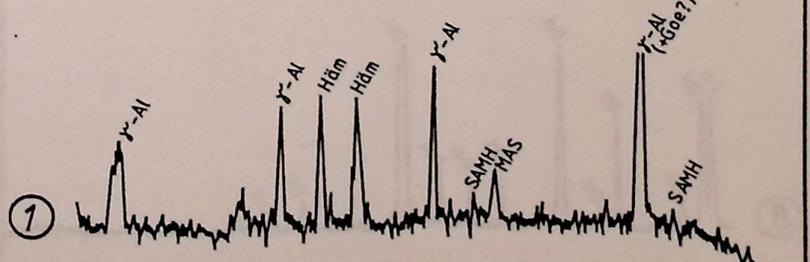
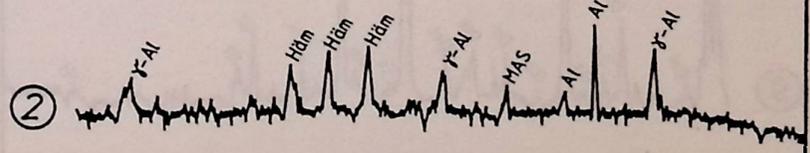
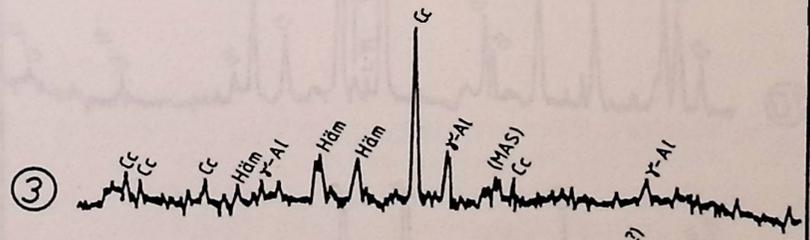
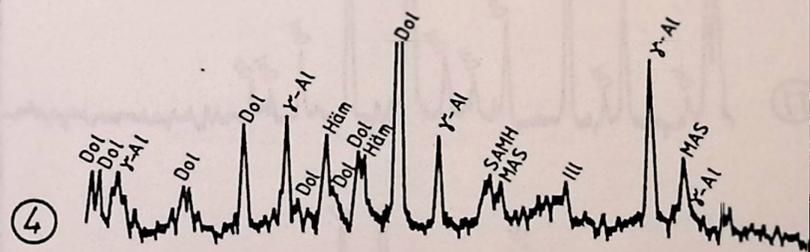
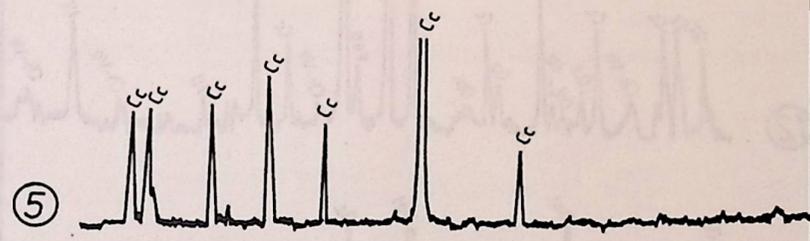
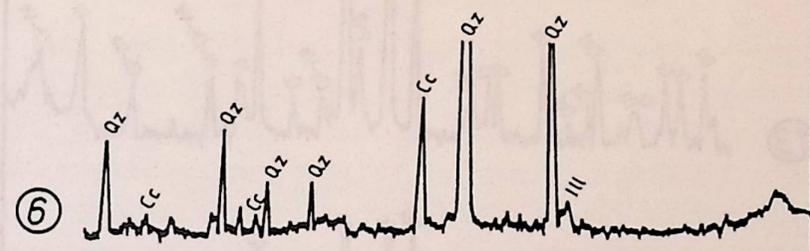
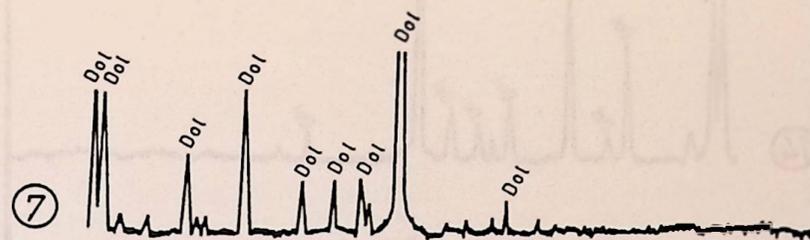
Abb. 64

Röntgenographische Diagramme (Röntgendiffraktometer) von lateritisch-bauxitischen Proben der Gosau (klastische Basisserien) im Vergleich mit dem Bauxit von Les Baux (SE-Frankreich). Die Identifizierung der Minerale erfolgt an Hand der ASTM-Kartei. Die Nachweisgrenze beträgt  $\geq 5\%$ .

$\gamma$ -Al =  $\gamma$ -AlOOH/Boehmit (evtl. auch  $\text{Al}_2\text{O}(\text{OH})_2$ )  
Al =  $\text{Al}(\text{OH})_3$  ( $\alpha$ -Mod.=Bayerit/ $\gamma$ -Mod. = Gibbsit)  
MAS =  $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$  (kein natürliches Mineral)  
SAMH =  $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{MgO} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  (Colereinit)  
Häm = Hämatit/ $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$   
Ill = Illit/Tonmineral  
Ch - Ve = Chlorit - Vermiculit/Tonmineral  
Fsp = Feldspat (allg.)  
Cc = Kalzit/ $\text{CaCO}_3$   
Dol = Dolomit/ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$   
Qz = Quarz/ $\text{SiO}_2$

- 1) Les Baux: massiger Bauxit, dicht, homogen; wenige Eisen-Pisoide;  $\gamma$ -Al (+Goe?); MAS; SAMH; Häm.
- 2) Les Baux: isolierte Erzkörner (Ooide/Pisoide/Aggregatkörner);  $\gamma$ -Al; Al; Al (+Goe?); MAS; Häm.
- 3) Lattengebirge: Isolierte Erzkörner (Ooide/Pisoide/Aggregatkörner);  $\gamma$ -Al; (MAS); Häm; Cc.
- 4) Lattenberg: massiger, sedimentärer Bauxit (sog. Karstbauxit); vgl. Tab. 12/Pr.-Nr. 23  
 $\gamma$ -Al; MAS; SAMH; Häm; Ill; Dol.
- 5) Basisserie des Untersberger Marmors (Kieferbruch):  
Sedimentäre Genese (bereits flachmarin); trotz deutlicher Rot-Pigmentierung keine lateritischen Produkte nachweisbar (d.h. Anteile  $< 5\%$ ); vgl. Tab. 12/Pr.-Nr. 15.
- 6) Rofan: in situ-Verwitterungsbrekzie; der Qz-peak ist vermutlich auf die Kieselsäure von aufgearbeitetem Radiolarit zurückzuführen.
- 7) u. 8) Brandenberg: Der Anteil der lateritischen Produkte liegt unterhalb der Nachweisgrenze (5%). Der Dolomit leitet sich vom Hauptdolomit ab; vgl. 7) mit Tab. 12/Pr.-Nr. 4.
- 9) Brandenberg/Trauersteg: Verfrachtung parautochthoner und allochthoner Produkte in einem Schlammstrom (mud flow) - Regime: Alluviale (Piedmont-)Fächer. Der Nachweis von Feldspat steht in Einklang mit der Existenz exotischer Vulkanitgerölle.  
Ill; Fsp; Cc; Dol; Qz.

- 10) Salzburg/Gaisberg: Verfrachtung parautochthonen und allochthonen Materials in einem Schlammstrom (mud flow) - Regime: Alluviale (Piedmont-)Fächer. Deutlich sind die Anteile lateritisch-bauxitischer Produkte; vgl. Tab. 12/Pr.-Nr. 10.  
γ-Al; Ill; Ch; Fsp; Cc; Qz.
- 11) Hechtsee: Umgelagerte Serie alluvialer Fächer. Der Nachweis von Quarz belegt allochthonen Einfluß; vgl. Tab. 12/Pr.-Nr. 8.  
Dol; Qz.
- 12) Gosau/Färbergraben: Verfrachtung parautochthonen und allochthonen Materials im Schutt-/Schlammstrom (debris flow) - Regime: Alluviale (Piedmont-)Fächer. Die Anteile der Tonminerale verkörpern lateritische Verwitterungsprodukte. Obwohl nach WAGREICH (1985) in den Kreuzgrabenschichten ausschließlich kalkalpines Geröllmaterial vorliegt, läßt sich Feldspat nachweisen. Normalerweise tritt der Feldspat im Verein mit Vulkanit-Geröllen auf - z.B. Brandenburg und Strobl/Wolfgangsee.
- 13) Strobl/Wolfgangsee (Rotwand): Verfrachtung parautochthonen und allochthonen Materials im Schutt-/Schlammstrom (debris, mud flow) - Regime: Alluviale (Piedmont-)Fächer. Die Anteile der Tonminerale verkörpern lateritische Verwitterungsprodukte. Der nachgewiesene Feldspat deckt sich mit der Existenz ballgroßer Vulkanitgerölle (intermediäre Typen). Da reichlich aufgearbeitetes Material aus dem Haselgebirge anzutreffen ist, werden auch die Vulkanite dem Haselgebirge zugeordnet.  
Ill; Ch; Ve; Fsp; Cc; Dol; Qz.
- 14) Muttekopf: Auf Grund sedimentärer Prozesse erfolgte hier eine so starke "Verdünnung", daß sich lateritische Produkte unterhalb der Nachweisgrenze hier nicht mehr identifizieren lassen. Die Basisserien verkörpern alluviale Fächer mit dem Transport von Lokalschutt über geringe Entfernungen. Erst in höherer Profilposition treten zahlreiche exotische Gerölle auf; vgl. Tab.12/Pr.-Nr.1.





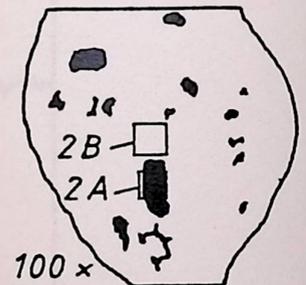
Tab. 16

Testmessungen mit dem Analysensystem ORTEC 5000 (Raster-Elektronenmikroskop mit Meßsonde) von lateritisch-bauxitischen Erzkörnern der basalen Lattengebirgs-Gosau im Vergleich mit der Analyse eines Erzkorns (Ilmenit) eines Haselgebirgsvulkanits (Diabasporphyrat vom Sillberg) sowie eines Radiolarits von Unterlaussa. Meßanalytik bei 3000-facher Vergrößerung.

- 1A) Lattengebirge: Limonitisches Erzkorn (Einfachoid)
- 1B) Lattengebirge: Limonitisches Erzkorn (Einfachoid)

2A) Lattengebirge: Limonitisches Erzkorn,  
Meßbereich siehe Skizze

2B) Lattengebirge: Limonitisches Erzkorn  
Meßbereich siehe Skizze



- 3) Lattengebirge: Messung der lateritisch-bauxitischen Matrix
- 4) Haselgebirgsvulkanit (Diabasporphyrat vom Sillberg):  
Messung an Erzkorn (Ilmenit)
- 5) Unterlaussa: Messung an einem Erzhoef innerhalb eines  
Radiolaritgerölls

LEISG Urtec System 5000  
Standardless ZAF Analysis  
AUTOZAF vers. 3.08

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Al	K	14.03	13.95	Al2O3	26.51	151.69
O	-	36.21	60.68			-----
Si	K	2.77	2.64	SiO2	5.92	37.79
Ca	K	0.22	0.15	CaO	0.31	3.12
Ti	K	1.61	0.90	TiO2	2.68	19.65
Fe	K	45.17	21.69	Fe2O3	64.58	350.52

Probe 1A

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Al	K	14.50	14.30	Al2O3	27.41	148.16
O	-	36.53	60.73			-----
Si	K	3.15	2.98	SiO2	6.74	40.28
Ca	K	0.20	0.13	CaO	0.28	2.42
Ti	K	1.47	0.82	TiO2	2.45	15.72
Fe	K	44.14	21.03	Fe2O3	63.13	320.03

Probe 1B

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Al	K	21.88	16.60	Al2O3	41.34	244.68
O	-	49.76	63.65			-----
Si	K	25.55	18.61	SiO2	54.65	273.81
Ca	K	0.72	0.37	CaO	1.00	5.93
Ti	K	0.00	0.00	TiO2	0.00	0.00
Fe	K	2.10	0.77	Fe2O3	3.00	9.92

Probe 2A

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Al	K	6.58	6.69	Al2O3	12.43	60.76
O	-	35.88	61.51			-----
Si	K	7.12	6.95	SiO2	15.23	92.08
Ca	K	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
Ti	K	1.06	0.61	TiO2	1.77	11.66
Fe	K	49.36	24.24	Fe2O3	70.57	342.52

Probe 2B

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Al	K	2.50	2.50	Al2O3	4.73	19.14
O	-	30.64	51.96			-----
Si	K	2.67	2.56	SiO2	5.71	28.37
Ca	K	63.60	42.78	CaO	88.99	510.06
Ti	K	0.05	0.03	TiO2	0.09	0.25
Fe	K	0.33	0.16	Fe2O3	0.48	1.29

Probe 3

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Si	K	3.34	3.54	SiO2	7.14	46.74
O	-	33.19	61.81			-----
Ti	K	8.86	5.51	TiO2	14.78	105.62
Fe	K	54.62	29.14	Fe2O3	76.05	403.21

Probe 4

Element	Line	Weight %	Normalized Atomic %	Compound	Compound Weight %	Net Intensity
Si	K	45.93	32.97	SiO2	98.26	793.83
O	-	52.85	66.59			-----
Ti	K	0.00	0.00	TiO2	0.00	0.00
Fe	K	1.22	0.44	Fe2O3	1.74	6.76

Probe 5

sen Auftreten distinkter, exotischer Schüttungen - vgl. Brandenburg, Kap. 1.4.2 - in tiefster transgredierender Profillage übereinstimmt.

Die Messungen mit dem Analysensystem ORTEC 5000 - Raster-Elektronenmikroskop mit Meßsonde (EDAX) wurden freundlicherweise von Dr. J. FROH (TU München) durchgeführt und stellen lediglich Testmessungen dar, die als Ansatz für weitere analytische Arbeit gelten können - vgl. Tab. 16. Auffällig ist der relativ hohe Gehalt an  $TiO_2$  in Erzkörnern (Fe-Einfachoxide/-Pisoid/-Aggregatkörner) vom Lattengebirge. Dieser Befund deckt sich mit den Ergebnissen erzmikroskopischer Untersuchungen: Neben Limonit ( $\alpha$ -FeOOH) und Hämatit ( $Fe_2O_3$ ), Ilmenit ( $FeTiO_3$ ) mit Hämatitentmischung und evtl. Titanomagnetit (freundl. mündl. Mittlg. v. Dr. G. KLENK). Noch höhere Gehalte von  $TiO_2$  - rund 3 % - wurden von GÜNTHER & TICHY (1978: Tab. 1- Tab. 13 in dieser Arbeit) in den Untersberger Bauxiten gemessen. Trotz des Fehlens exotischer Gerölle, wie sie in vergleichbarer tektonischer Position von der Gosau am N-Rand der Dachstein-Decke bekannt sind (ballgroße Haselgebirgsvulkanite), ergibt sich hierdurch auch auf der Reiteralm-Decke eine direkte Beziehung zu den Vulkaniten des Haselgebirges. Ob die Gesamtheit der lateritisch-bauxitischen Produkte von Vulkaniten abzuleiten ist, wie es VALETON (1966, 1972) fordert, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden. Allochthone Einflüsse wurden auf der Reiteralm-Decke erst nach Serienschliffen und erzmikroskopischen Untersuchungen ersichtlich, wohingegen der Feldbefund den Eindruck der Autochthonie erweckte.

Während die Testmessung mit dem Analysensystem ORTEC 5000 an einem Ilmenit eines Haselgebirgs-Diabasporphyr (Sillberg) - vgl. Tab. 16 Pr. 4 - höhere Titanwerte als die Erzkörner der Lattengebirgs-Gosau anzeigt, weist auch hier der Ilmenit eine Hämatitentmischung auf. Die Zwillingsbildung deutet auf eine mechanische Einwirkung, die in der Tat durch die Position des Sillberg-Diabasporphyr in einer Decken-Bewegungsbahn gegeben ist.

Die Erzhöfe in Radiolariten zeigen nur geringe  $Fe_2O_3$ -Gehalte und keine  $TiO_2$ -Werte (unterhalb der Nachweisgrenze von 0,5 %) an.

Vollständigere analytische Messungen an Radiolariten/Kieselschiefer führte DIETRICH (1970: Tab. 1- Tab. 15 in dieser Arbeit) durch. Eine exakte Zuordnung der Erzkörner zu den Ausgangsgesteinen kann auf Grund der geringen Anzahl der Messungen ohne Berücksichtigung der Spurenelemente nicht getroffen werden.

## 2.8 PALÄOGEOGRAPHISCHE FOLGERUNGEN HINSICHTLICH DER UNTERSUCHTEN GOSAU-VORKOMMEN

Die aufgezeigten Beispiele werfen ein Licht auf die Komplexität der Bauxit-Genese, die mit Sicherheit auch den alpinen Bauxiten zueigen ist. In Tab. 14 wurden die für den Alpenraum wichtigen Theorien der Genese der "Karst"-Bauxite graphisch dargestellt und die untersuchten Proben in das Sedimentationsdiagramm projiziert.

Vergleicht man die einzelnen Proben bezüglich des mineralogischen Bestandes und des jeweiligen Ablagerungstyps, so fällt auf, daß die Proben mit alluvialer Verfrachtung (debris flow/mud flow; fluviatile Verfrachtung) häufig auch exotische Komponenten mit sich führen.

Die alluvial fan-Vorkommen mit großen Mächtigkeiten (max. 200 m) haben bauxitische Einschaltungen (mud flow), deren Proben bis auf den Muttekopf (in höherer Profilposition jedoch massenhaft Exotika) auch Exotika bzw. exotischen Detritus im Schliff führen: (Muttekopf), Hechtsee (alluvial fan-Sedimente im Übergang zu marinen Serien - vgl. Tab. 14), Gaisberg/Salzburg und Unterlaussa. Wichtige Typen kristalliner Exotika sind: Porphyre (Quarzporphyr, Felsitporphyr), Serpentin, Ophikalzit, Metabasalt, Diabasschiefer, Grauwackenschiefer, Quarzit.

Die sedimentologisch-fazielle Diagnose ergibt für die Gebiete Muttekopf, Brandenburg und Gaisberg/Salzburg eindeutig Schüttungen aus N. Exotika-freie Gerölle, bauxitische Vorkommen (jedoch akzessorisch ubiquitär detritärer Quarz; erzmikroskopischer Nachweis von Ilmenit), beschränken sich auf supra-/litorale, flachmarine und marine Serien, die mit nicht allzu mächtigen (max. 20 m) Transgressionsbrekzien, alluvial fan-Sedimenten im Übergang zum Litoral einsetzen und in flachmarine Ablagerungen übergehen, die auf Grund der eigenen Sedimentanhäufung und des steilen Böschungswinkels ihre Stabilität verlieren und gravitativ umgelagert werden (mariner debris flow/grain flow). Diese umgelagerten Sedimente kennzeichnet auch ein geringer Prozentgehalt an bauxitischem Zwischenmittel (häufig karbonatisch-bauxitisch ausgebildet) und Erzkörnern im Vergleich zum hohen Anteil der karbonatischen Klasten (aufgearbeitete Jura/Triaskalke und biogene Fragmente) - vgl. Tab. 12.

Diese Sedimenttypen betreffen alle die Vorkommen, die transgressiv dem Juvavikum, der Berchtesgadener Einheit aufliegen.

Schwierig ist die Frage nach der Herkunft des bauxitischen Materials und der Ausgangsgesteine, auf denen sich der lateritische caprock gebildet hatte, bevor dieser der Erosion zum Opfer fiel und allen nur denkbar möglichen, sedimentären Prozessen unterworfen wurde. Das weite Spektrum des verdrifteten, bauxitischen Materials reicht vom echten Bauxit in Unterlaussa bis zu turbiditischen Serien (grain flow) am Hechtsee (vgl. Tab. 14) im vollmarinen Milieu.

Nach VALETON (1966/1972) und NICOLAS (1968) stammten die "Karst"-Bauxite im alpin-mediterranen Raum von (ultra-)basischen Vulkaniten ab, die in der Lage sind, in geologisch kurzer Zeit mächtige Laterit-Profile zu entwickeln. Die maximalen Transportweiten betragen dabei bis zu einigen Zehner-Kilometern! Solche Gesteine waren und sind in den Alpen vorhanden und existieren als Gerölle u.a. in den Gosau-Sedimenten. Für die westlichen Gosau-Vorkommen (Muttekopf?) Brandenberg, Hechtsee könnten solche (ultra-)basischen Gesteine von angeschuppten und obduzierten Ozeanboden-Abkömmlingen des Penninikums am Nordrand der ostalpinen Krustenscholle bezogen werden, wo sie heute in der Arosazone als Schürflinge, im Rand-Cenoman und in der Gosau als Gerölle anzutreffen sind. Komplizierter wird die geologisch-tektonische Situation im E, wo der noch im W relativ einfache Deckenbau durch die höheren tektonischen Stockwerke des Juvavikums erweitert wird. Im Haselgebirge (Tiefjuvavikum) stecken Diabase (z.B. Sillberg/Berchtesgaden - in unmittelbarer Nähe Fund- und Lesestücke von Bauxit-imprägnierten Gesteinen!) deren mineralogischer Typus etwa in der Wolfgangsee-Gosau nachzuweisen ist. Diese Diabase des Haselgebirges (vgl. Kap. 1.9.2; 3.5.3) sind ozeanische? Reste der Paläotethys, die in den Dinariden der Meliata-Serie entsprechen (vgl. Kap. 3.5.2). Die Gosau, die über das Juvavikum transgredierte, nahm in Becken Platz, in denen basische Gesteine entweder als Intrusivkörper oder als Schürflinge innerhalb des Tiefjuvavikums freigelegt waren und somit lateritischen Verwitterungsprozessen unterlagen.

Diese Laterite gelangten möglicherweise durch regionale Transportprozesse mit Schüttungen aus S in die basale Gosau an der Nordflanke des Untersberges. Die Konfiguration der Dachsteinkalkmasse und der Hallstätter Fazies lag bereits im Oberjura (vgl. dazu TOLLMANN, 1981, 1987 a,b; SCHÄFFER & STEIGER, 1986) vor. Für die nördlichen Gosauvorkommen auf dem Tirolikum könnte man den Bauxit wie z.B. am Gaisberg (mud flow-Einschaltungen in mächtigen alluvial fan-Serien) aus nördlichen Obduktiten beziehen. Ein Geröll mit exotischem Detritus und Orbitolinen (vgl. Kap. 1.8.2.5) weist auf derartige Beziehungen hin. Die Vorkommen am Nordrand der hochjuvavischen Einheit der Reiteralmdedecke gleichen in der tektonischen Stellung denen der grobklastischen Wolfgangsee-Gosau (Weißbach/Rotkogel). Hier wird der Charakter eines zusammengeschwemmten Geröllspektrums überaus deutlich, im Gegensatz zu den Vorkommen der Berchtesgadener Einheit (= Reiteralmdedecke). Man erkennt, daß dunkel eingefärbte, teils düster rote, auch violette Sandsteine, Silte und Diabase in direkter Beziehung zur fossilen Lateritdecke stehen. Aluminium-reiche Tone und matrixreiche Sandsteine des Haselgebirges zusammen mit den intrudierten Basalten sind als große Komponenten reichlich vorhanden und für die Entstehung einer Laterit-Decke besser geeignet als die kalkalpinen Karbonate. In den von der Verwitterung angegriffenen Doleriten finden sich massenhaft solche Fe-Erzkörper wieder, wie sie sich auch in den Sedimenten finden.

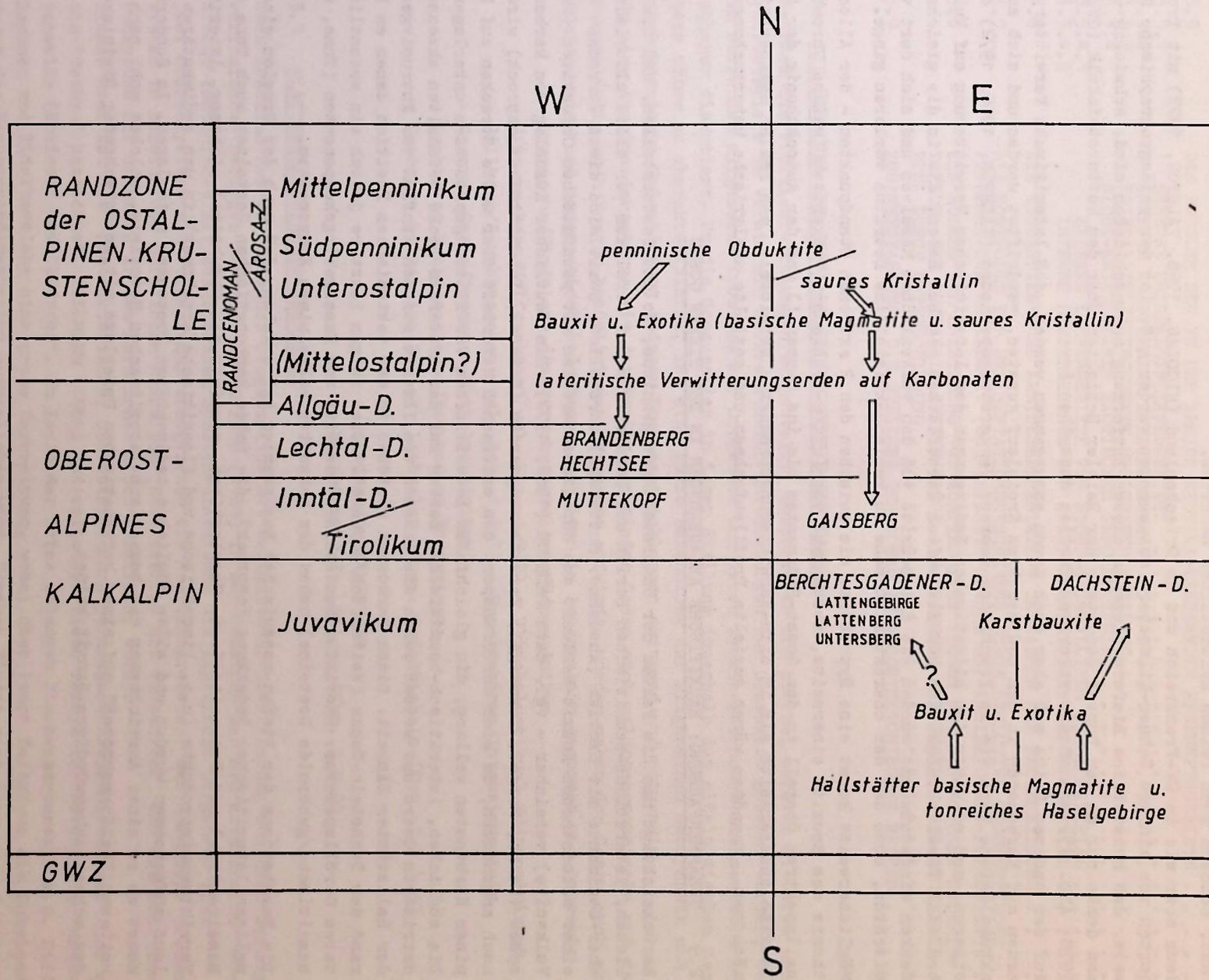
Auf der anderen Seite darf man nicht übersehen, daß die sedimentologischen und mineralogischen Hinweise auf eine Allochthonie der bauxitischen Sedimente auf der Berchtesgadener Einheit eher spärlich sind.

Dennoch muß darauf hingewiesen werden, daß selbst die lateritisch-bauxitischen Basisserien der Gosau - ja sogar der Bauxit - auf Klüften und in Spalten nicht frei von Exotika sind, sondern mit detritärem Quarz in unterschiedlich hohen Konzentrationen kontaminiert sind. Selten lassen sich sogar Sandstein-Gerölle (Litharenit) nachweisen (Untersberger Marmor-Basisserie; Lattengebirge), die auch von ausgeprägten limonitischen Erzkrusten umhüllt sein können (Lattengebirge). Wichtig ist der Nachweis von Ilmenit an Hand erzmikroskopischer Untersuchungen, der eine direkte Beziehung zu den Vulkaniten des Haselgebirges knüpft, auch wenn derartige Gesteine in der Gosau makroskopisch nicht in Erscheinung treten. Wie auf der Dachstein-Decke schlägt sich auch auf der Reiteralmdedecke innerhalb der tiefgosauischen distributiven Provinz der Einfluß des Haselgebirges (Tiefjuvavikum) nieder.

Etliche Autoren sahen und sehen auch die Bauxite auf Karstgebieten als in situ-Bildungen (z.B. GOUDIE, 1973) an. SEYFRIED (1981) beschreibt karbonatische transgressive Aufarbeitungs-breuzien, die alle Faziestypen der letzten regressiven Sequenz repräsentieren: Residualerze, pisolithische ironstones, limonitische Krusten und Spaltenfüllungen mit roten Kalksteinklasten.

Abb. 65

Paläogeographisches Übersichtsschema zu den lateritisch-bauxitischen Sedimenten unter Berücksichtigung der tektonischen Einheiten mit Angabe der Schüttungsrichtungen.



Es ist auffällig, daß der Dachsteinkalk schon primär einen relativ hohen Lösungsrückstand ergibt, da die A-Horizonte der Lofer-Cyclotheme (FISCHER, A., 1964) bereits einen aufgearbeiteten Verwitterungsboden darstellen. Somit könnte sich möglicherweise ein ausreichendes Potential an Aluminiumerde und Eisen für ein Lateritprofil aus der kalkalpinen Trias selbst ergeben. GÖKDAK (1974: 12, 13) stellte im A-Horizont nicht nur erhöhte Tongehalte (Chlorit, Illit) fest, sondern auch feinen kristallinen Detritus.

Wenn aber wie in SW-Frankreich und in Griechenland (NICOLAS, 1968, VALETON, 1972) mit Transporten von einigen Zehner-Kilometern ausgegangen werden muß, ist der paläogeographische Nachweis, daß kristalline Liefergebiete in dieser Entfernung auszuschließen sind, schwierig - man denke nur an den Lunzer Sandstein der Raibler Schichten über dem Wettersteinkalk (GWINNER, 1978: Abb. 25) und an die vererzten Partien desselben !

Auf der anderen Seite muß aber auch davon ausgegangen werden, daß lateritische Verwitterungserden auf Karbonaten in den sedimentären Kreislauf geraten, verdriftet werden und sich auch akkumulieren. Wenn wie in Frankreich mehrere Verkarstungsperioden (VALETON, 1966, 1972) existieren, muß es unter den klimatischen Bedingungen der lateritischen Verwitterung auf Vulkaniten auch Verwitterungsböden auf den weiten Karstflächen gegeben haben, die in die gleichen Senken eingeschwemmt wurden wie die Bauxite von den vulkanischen Massiven und sich dort vermischten, ohne daß der charakteristische vulkanisch-kristalline Detritus verloren ginge.

Möglicherweise kommt eine Hypothese, die zwischen den 2 extremen Standpunkten - der Allochthonie des Bauxits einerseits, abstammend von (ultra-)basischen Vulkaniten (reiche Chromspinnellspektren überall in den Gosau-Sedimenten bis ins Campan !) und der Autochthonie der "Karst"-Bauxite andererseits als in situ-Verwitterungsprodukt - vermittelt, den realen Gegebenheiten am nächsten. Vonnöten wären gezielte Profilaufnahmen und gezielte analytische Untersuchungen.

## 2.9 ZUSAMMENFASSUNG: BAUXITISCHE ABLAGERUNGEN IN DER TIEFEN GOSAU

Berücksichtigt man die Fakten der Untersuchungsergebnisse, so ist festzustellen, daß die nördlichen, lateritisch-bauxitischen Serien auf Bajuvarikum und Tirolikum vor allem alluviale Fächer-Sedimente mit Exotika (Ausnahme: Muttekopf) darstellen. Somit sind diese Vorkommen mit einer allochthonen Bauxit-Herkunft aus nördlichen Arealen mit penninischen Obduktiten (basische Vulkanite) vereinbar - vgl. dazu VALETON (1966, 1972). Ein deutlicher Zuschlag von karbonatischen (Kalke, Mergel, Tonmergel) Verwitterungserden (Latosol, lateritischer caprock) wird dennoch angenommen, da sich der Transport des exotischen Materials über weite Strecken auf kalkalpinen Karbonaten vollzog, die gleichfalls lateritischen Verwitterungsprozessen unterlagen. Die südlichen, lateritisch-bauxitischen Serien auf der Reiteralp-Decke beinhalten akzessorisch detritären Quarz und weisen durch die Präsenz von Ilmenit auf den Einfluß von Intrusivgesteinen der Hallstätter Einheit. Diese Vorkommen gleichen in der tektonischen Position denen am Nordrand der Dachstein-Decke (Weißenbach/Rotwand). Dabei zeigen letztere jedoch ein wesentlich breiteres Geröllspektrum: Exotische Sandsteine, Quarzite und Haselgebirgskomponenten (Tone, Gips, basaltische/gabbroide Gesteine) neben den bekannten kalkalpinen Komponenten.

Die Bearbeitung der tiefen gosauischen Basisserien hat ergeben, daß nach der Erosion einer vor-maligen lateritischen Bedeckung (caprock), die neben karbonatischen Gesteinen auch Tone (z.B. Haselgebirge) und Vulkanite (z.B. Haselgebirge, penninischen Obduktite) einbezog, lateritische Verwitterungsprodukte (u.a. limonitische und ilmenitische Erzkörner) in den sedimentären Kreislauf aufgenommen wurden und allen möglichen sedimentären Prozessen unterlagen. Im Sonderfall kommt es zu einer Anreicherung des bauxitisch-lateritischen Materials, welches wohl nach einem weiteren "Reifungsprozeß" auf einer karbonatischen Unterlage mit entsprechender Drainierung den echten abbauwürdigen Bauxit bildet.

3.	DIE STELLUNG DER GOSAU IM GROSSTEKTONISCHEN RAHMEN . . . . .	60
3.1	PLATTENTEKTONISCHER ÜBERBLICK . . . . .	60
3.2	PLATTENTEKTONISCHE REKONSTRUKTION IN DEN OSTALPEN ZUR ZEIT DER UNTERKREIDE	61
3.3	DAS PROBLEM DES TAUERNZUSCHUBS . . . . .	63
3.4	DAS ALTALPIDISCHE EREIGNIS UND DESSEN (NEU-)INTERPRETATION NACH DEN MODER- NEN, PLATTENTEKTONISCHEN VORSTELLUNGEN . . . . .	64
3.5	DAS PROBLEM DER IN DER KREIDE EXOTIKA-LIEFERNDEN HERKUNFTSGEBIETE . . . . .	65
3.5.1	EXTERNE KRISTALLINLIEFERGEBIETE . . . . .	66
3.5.2	INTERNE KRISTALLINLIEFERGEBIETE . . . . .	67
3.5.3	KRISTALLINLIEFERGEBIETE UNSICHERER STELLUNG . . . . .	68
3.5.4	NICHT-KRISTALLINES EXOTISCHES GERÖLLMATERIAL . . . . .	68
3.5.4.1	EXTERNE LIEFERGEBIETE VON NICHT-KRISTALLINEM GERÖLLMATERIAL . . . . .	68
3.5.4.2	INTERNE LIEFERGEBIETE CON NICHT-KRISTALLINEM GERÖLLMATERIAL . . . . .	68
3.6	DIE KONTINUIERLICHE KREIDESEEDIMENTATION IM RAHMEN DER DECKENBILDUNG . . . . .	69
3.7	DIE KONTROLLE DES SEDIMENTATIONSGESCHEHENS DURCH EVOLUTIVE OROGENETISCHE PROZESSE ZUR KREIDEZEIT (SCHWERPUNKT: UNTERE OB.-KREIDE/GOSAU-FORMATION). . . . .	74
3.8	EIN MODELL ZUR ENTSTEHUNG VON KOMPRESSIVEN TRÖGEN MIT SYNOROGENER SEDIMEN- TATION: DIE INTRAKALKALPINEN TRÖGE ALS URSPRUNG UND ZENTRUM DER DECKENBIL- DUNG DURCH UNTERSCHIEBUNG . . . . .	78
3.9	ZUSAMMENFASSUNG: DIE STELLUNG DER GOSAU IM GROSSTEKTONISCHEN RAHMEN . . . . .	79

3. DIE STELLUNG DER GOSAU IM GROSSTEKTONISCHEN RAHMEN

Nachdem die Profilentwicklungen vorgestellt, beschrieben und hierbei bereits Hinweise und Fallbeispiele im Verein mit überregionalen Entwicklungen zur Gosauzeit genannt wurden, werden im Folgenden allgemeine Probleme zur Orogenese und deren synkinematisches Sedimentationsgeschehen diskutiert. Um die Gosauserien in ihrer Stellung innerhalb des altalpidischen Geschehens näher zu charakterisieren, ist eine kurze Behandlung der allgemeinen Geodynamik und die geotektonische Orientierung anderer Kreideentwicklungen zwingend und notwendig.

Da eine Auseinandersetzung mit den Serien der tiefen Gosau auch paläogeographische und damit zwangsläufig auch Fragen bezüglich der Orogenese aufwirft, wurden neben der Gosau auch andere Kreideserien und orogenetisch bedeutsame Einheiten in Augenschein genommen und beprobt:

- Arosazone/Hindelang (Retterschwangtal) - Südpenninikum
- Vitz-am-Berg/Wolfgangsee (vgl. Kap. 1.9.2) - Ultrahelvetikum? Südpenninikum?
- Sillberg/Berchtesgaden (vgl. Kap. 1.9.3) - Haselgebirge/Intrusivgestein
- Kaserer Serie/Tauern - Mittelpenninikum
- Lechtaler Kreideschiefer/Rotwand am Formarinsee
- Cenomane kalkalpine Serien: Lechtaler Alpen: Griesbachalm (Kap. 1.2.3.1)  
Ettal  
Niederndorf/Kufstein  
Mozartsteig/St. Gilgen (Kap. 1.9.2)

3.1 PLATTENTEKTONISCHER ÜBERBLICK

Nach Abschluß des variszischen Orogenzyklus mit weitgehender Nivellierung und Einrumpfung des variszischen Gebirges läutet nach WOPFNER (1984) in den Südalpen der neu entstandene "eo-alpidische" Tektonismus mit ausgedehntem Spaltenvulkanismus die alpidische Orogenese ein. Zwei Grabensysteme mit Vulkanismus ermöglichen die Meeresingression, das nördliche Grabensystem im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Haselgebirge mit Vulkaniten) und das südliche Grabensystem mit Ursprung in den Karnischen Alpen (DIETRICH, 1976).

Dieses Meer ist das "postvariszische, oberstkarbonisch-permomesozoische Mittelmeer" und wird als "Tethys" bezeichnet. TOLLMANN (1984) untergliedert diese Tethys in "Nordtrog", "Mittelschwelle (Kreios)" und "Südtrog". Im Laufe der Trias erlangen Flachwasserareale z.B. Riffe, Lagunen und Tidalbereiche eine große Verbreitung, wobei über lange Zeiträume die Subsidenz durch die Karbonatsedimentation ausgeglichen wird. Daneben finden sich aber auch Sedimente mit der Beckenentwicklung der Hallstätter Fazies.

Rückblickend auf die plattentektonische Situation im Jura, vollzieht sich in der Kreide das Auseinanderbrechen des Superkontinents Pangäa in den Nordkontinent Laurasia und den Südkontinent Gondwana.

FRISCH (1981) glaubt, daß sowohl der sich öffnende Zentral-Atlantik wie auch der südpenninische Ozean (Südpenninikum) eine identische spreading-Achse aufweisen, die nur zwischen Spanien und

Afrika auf Grund einer linkslateralen Transformstörung versetzt ist (Rücken-Rücken-Transform-Störung). Für die Rotation Spaniens entgegen dem Uhrzeigersinn und das Aufreißen des Golfes von Biscaya nennen BEWEY et al. (1973) unterschiedliche Altersangaben (146-110 ma bzw. 80 ma). Datiert FRISCH (1977) die Geburt des Nordpenninischen Ozeans mit der beginnenden Kreide, so verweist FUCHS (1985) auf die synchrone Entstehung der süd- und nordpenninischen Ozeanbecken ab der Wende Oberlias/Unterdogger, wobei damit auch die Eigenständigkeit der zwischen zwei Ozeanen (Nord- und Südpenninikum) von der eurasischen Platte abgetrennten Scholle mit kontinentaler Kruste als Mittelpenninikum zeitlich fixiert wäre.

Wahrscheinlich ist in der annähernden Gleichzeitigkeit (FRISCH, 1978: 405) der Öffnung des durch Blattverschiebungen verbundenen Systempaares : Biscaya-Golf (trennt Spanien von Laurasien ab) und Nordpenninikum (trennt das Mittelpenninikum ab), ein analoger Strukturbauplan gegeben, wie das erwähnte ältere Systempaar: Zentralatlantik und südpenninischer Ozean. Diese zwei Systempaare vereinen sich in einem Tripelpunkt bei den Azoren und stellen vermutlich eine Fortsetzung des atlantischen Ozeans im zweiten Entwicklungsstadium dar. Erst später in der Oberkreide vollzieht sich, ausgehend von einem neuen Tripelpunkt NW Spanien, die Trennung Grönland-Europa von Nordamerika.

Ein anderes plattentektonisches Bild entwirft TOLLMANN (1978) zur Zeit des Auseinanderdriftens von Laurasia und Gondwana im Jura, das sich nicht in einer, sondern entlang zwei Trennfugen vollzieht. Zwischen zwei Driftzonen mit Ozeanbildung, dem Nordtethys-Ozeanbereich (Bettische Kordillere - Südpenninikum - Karpaten bis nach Persien) und dem Südtethysozeanbereich (Hoher Atlas - Apennin - Dinariden - Helleniden bis nach Tibet) verbleibt eine Kontinentalplatte - etwa 8000km lang (E-W-Erstreckung) und 1000-1500 km breit, die der Autor Kreios-Platte nennt. Infolge der Dehnung ist die kontinentale Kruste ausgedünnt und befindet sich in der Absenkung (Aristogeosynklinale), so daß es zur Ausbildung mächtiger Triaskarbonate kommt, die charakteristisch für das Erscheinungsbild der Nördlichen Kalkalpen sind. Sie repräsentieren also einen Teilabschnitt dieses Zwischenkontinents, der im Laufe der Kreide mit dem penninisch-helvetischen Südrand Europas kollidiert (Kontinent-Kontinent-Kollision).

Nach FRISCH sind die Nördlichen Kalkalpen ein Bestandteil der "Adriatischen" Platte und nach DEWEY et al. (1973) Teil der "Karnischen" Platte. Im Laufe der Kreide lösen kompressive Kräfte mit NE-Driftrichtung das Geschehen der im Jura/Unterkreide vorherrschenden Spreizung und Dehnung mit SE-Driftrichtung (GROHMANN, 1985) ab. Erfolgte die Neubildung von ozeanischer Kruste entlang spreading-Zentren, so wird diese bei der Einengung an Subduktionszonen abgeführt und aufgezehrt. Erst wenn der Ozeanboden vollständig subduziert ist, kommt es zur Kollision kontinentaler Massen mit intensiver Verfaltung, Ablösung, Deckenbildung und Stapelung verschiedener, tektonischer Einheiten, so wie sie heute in den Alpen vorliegen.

Von S nach N sind für die Ostalpen folgende Subduktionszonen zu erwarten: 1) eine Subduktionszone zwischen Afrika und der Kreiosplatte (TOLLMANN, 1978), 2) die ostalpine Subduktionszone, altpaläidisch (Unter/Mittelkreide - vorgosauisch) wirksam zwischen Süd- und Ostalpin, 3) die penninische Subduktion, alt- bis jungpaläidisch wirksam zwischen Penninikum und Ostalpin und 4) die Flysch-Helvetikum-Subduktionszone, jungpaläidisch nachgosauisch wirksam (Tertiär) zwischen dem Helvetikum (= europäischer Schelf) und Penninikum - Nahtstelle der Subduktion ist der Tiefseetrog des Rheno-Danubischen Flysches (PREY, 1980).

Die krustalen Bewegungsvorgänge an der Erdoberfläche und der damit verbundene Diastrophismus beruhen auf gletscherähnlichem, visko-elastischem Fließen der Lithosphärenunterseite, wobei in der Tiefe thermische Ausgleichsbewegungen als Motor asthenosphärischer Gegenströme und diapirische Turbulenzen hervorrufen (GROHMANN, 1985).

### 3.2 PLATTENTEKTONISCHE REKONSTRUKTION IN DEN OSTALPEN ZUR ZEIT DER UNTERKREIDE

Bei der Rekonstruktion der Paläogeographie ehemaliger Landmassen und ozeanischer Tröge repräsentiert das Helvetikum im N den Ablagerungsraum des europäischen Schelfes und das anschließende Ultrahelvetikum (z.B. Grestener Klippenzone) als Kontinentalhang den äußersten Südrand des europäischen Vorlandes. Dieser leitet über in den Tiefseetrog des "Rheno-Danubischen Flysches" (OBERHAUSER, 1968), der in seiner Stellung dem Nordpenninikum zugewiesen wird (TRÜMPY 1960; CLAR, 1965; OBERHAUSER, 1968, 1980; FUCHS, 1985). Dagegen verweist TOLLMANN (1978) auf ein schräges Übergreifen des Hauptflyschtroges vom W über den Nordrand des Mittelpenninikums (HESSE, 1973) nach E bis auf den helvetischen Faziesraum und postuliert ein Auslaufen des Nordpenninischen Troges "im Bereich des Unterengadiner Fensters und darüber hinaus gegen ENE wohl unter den Kalkalpen" (TOLLMANN, 1964a, 1978: 309).

Die nächste Zone ist das Mittelpenninikum, das in den Westalpen mit der Falknis-, Sulzfluh- und Tasna-Decke als Schwellenzone noch gut zu identifizieren ist, jedoch weiter östlich im Tauernfenster Gegenstand unterschiedlichster Auffassungen wird. TOLLMANN (1964a) unterscheidet darin einen Nordteil, der heute nur mehr an Hand der Aufarbeitungsprodukte als exotische Gerölle z.B. im Randcenoman erkennbar ist, zur Kreidezeit jedoch als "Ultrapienidischer Rücken" auch morphologisch wirksam war und einen Südteil in der Hochstegenfazies, die in 4 Fenstern zutage tritt. Ein mittelpenninisches Hochgebiet mit Hochstegenfazies verzeichnen auch PREY (1963) und CLAR (1965). FUCHS (1985: 601) proklamiert ein Mittelpenninikum anderer Prägung und tektonischer Stellung in Form einer Mischungszone ("Matreier Mischungszone") aus Kalkphylliten und penninischen Gesteinen ohne Grünschiefer als eigenständiges Element zwischen Glocknerdecke (= Obere Schieferhülle, nach dem Autor Nordpenninikum) und der Matreier Zone (= Südpenninikum). Diese Matreier Zone bezeugt mit ihren Ophiolithen Ozeanbasalte und verkörpert neben der Arosazone die tektonisch beanspruchte eigene Einheit des südlichen Pennintroges. Mikroskopische Komponenten mit einer limonitischen Kruste in Breccien der Matreier Zone lassen den Einfluß einer fossilen Verwitterung (FRISCH et al., 1987: 62) erkennen. Olistholithe, die vom Austroalpinen Rand abbrachen und abwärts glitten und der sedimentäre Charakter der klastischen Serien sprechen insgesamt für das Modell eines aktiven Kontinentalrandes (coarsening upward sequences der Matreier Zone - FRISCH et al. 1987: 62).

Südpenninisch sind nach TOLLMANN (1978) alle Schieferhülledecken, während das Nordpenninikum schon östlich des Unterengadiner Fensters auskeilt. Auch CLAR (1965) verweist die ophiolithischen Bündner Schiefer der Oberen Schieferhülle (Glockner-Decke) in den südpenninischen Trog. OBERHAUSER (1983) bezweifelt eine Fortsetzung des Mittelpenninikums in den Tauern, woraus ein nicht zu untergliedernder, großer penninischer Trog resultiert und die Diskussion um die Stellung der Tauernschiefer und deren Herkunft gegenstandslos wird (vgl. Tab. 17). Im weiteren Verlauf entwickelt sich in der Kreide der penninische Raum zum Schauplatz intensiver geodynamischer Prozesse, wo Streifen ozeanischen Bodens unbekannter Größe subduziert werden und im Gefolge eine vielfältige Tektonik und eine metamorphe Durchformung ihren Ursprung nehmen.

Die Zentralgneiskerne mit ihrem alten Dach zeigen eine enge Verwandtschaft zum Kristallin des nördlichen europäischen Vorlandes mitsamt ihrer mesozoischen Bedeckung (THEELE, 1980; FUCHS, 1985).

Erst südlich des Penninikums schließt sich das Ostalpin und jenseits der Peradriatischen Naht das Südalpin an. Das Ostalpin selbst baut sich aus einem kristallinen metamorphen variszischen Sockel, einem schwach metamorphen paläozoischen Stockwerk (Grauwackenzone, Landecker Quarzphyllit) und einer mesozoischen Hülle auf, von der große Teile tektonisch abgeschert wurden und heute als allochthoner Deckenstapel die Nördlichen Kalkalpen repräsentieren. Vielfältig sind die Anstrengungen, den jeweiligen mesozoischen Serien dieser Hülle nach Abwicklung der Tektonik ihren Ursprungsort zuzuweisen.

Den an den südpenninischen Trog angrenzenden Teilbereich des Ostalpines stellt das Unterostalpin dar, gefolgt von Mittel- und Oberostalpin. Nach TOLLMANN liegen diese Elemente als selbständige Deckeneinheiten ohne Verbindung zum Untergrund vor. Dabei umfaßt das unterostalpine Deckensystem kristalline Anteile, Paläozoikum und metamorphes Mesozoikum in zentralalpiner Fazies in den Radstädter Tauern. Dem mittelostalpinen Deckensystem (TOLLMANN) gehören das Altkristallin und das Stangalmmesozoikum in zentralalpiner Fazies an. Aus Kristallin, Paläozoikum (Grauwackenzone, Gurktaler Decke, Grazer Paläozoikum) und dem Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges setzt sich das Oberostalpin zusammen. Auf Grund ihrer Passage durch den Geosynklinalraum weisen die Nördlichen Kalkalpen eine große Transportweite auf (Breite dieses Raums einschließlich der Nördlichen Kalkalpen nach TOLLMANN (1978: 295) rund 1000 km) und dürften im Bereich der Periadriatischen Naht/Judikarienlinie bzw. unmittelbar N des Drauzuges beheimatet gewesen sein (1977).

CLAR (1965) arbeitet mit erheblich geringeren Schubweiten der transportierten ostalpinen Decken und differenziert die Hauptmasse der Ostalpen in zwei in sich gegliederte Bewegungskörper höherer Ordnung - in die Nördlichen Kalkalpen und das Altkristallin Silvretta-Muralpen (CLAR, 1965: 12). Die davon tektonisch abgesplitterten Stirnteile bezeichnet er als Unterostalpin. Das Mittelostalpin im Sinne TOLLMANN's dokumentiert seine tektonische Eigenständigkeit noch in der Zentralalpen-Nordflanke, jedoch wäre ein Auslaufen dieses Gliederungsprinzips weiter südlich "mit dem Feldbefund vereinbar" (CLAR, 1965: 25), so daß das Gurktaler Paläozoikum

		P E N N I N I K U M			O S T A L P I N			
HELVETIKUM (ULTRAHELVET.)		N P	M P	S P	U O A	M O A	O O A	TAUERN- ZUSCHUB
CLAR (1965)	Tauernzen- tralgneise (Unt. Schie- ferhülle)	Flysch	Hochstegen	Bündner Schiefer	Frontabschuppungen des OOA	Ostalpin Mesozoikum (NKA + zentralalpines Meso- zoikum) Paläozoikum Kristallin		Alttert.
TOLLMANN (1964 a, 1975, 1977, 1978, 1980a, b, 1986)		F l y s c h N   S UPR <sup>1)</sup>   Hoch- stegenfaz.		Matreier Bündner Schiefer	Zone metamorphes Mesozoikum (zentralalpine Fazies) Paläozoikum Kristallin	Stangalmesozoikum (zentralalpine Fazies) Altkristallin	Mesozoikum (NKA, Drauzug) Paläozoikum Kristallin	Kr <sub>u</sub>
OBERHAUSER (1964, 1980, 1983) THIELE (1980)	Tauernzen- tralgneise	Flysch	Matreier Zone B ü n d n e r S c h i e f e r		Mesozoikum (Keuper- fazies) Paläozoikum Kristallin	zentralalpines Meso- zoikum Kristallin	Mesozoikum (NKA, Drauzug) Paläozoikum Kristallin	Alttert.
FUCHS (1985)	Tauernzen- tralgneise	Flysch Bündner Schiefer	Matreier Mischungszone	Matreier Zone	Jungschichten (Ceno- manrandschuppe + Kie- selkalkzone) Trias Paläozoikum Kristallin	Jungschichten (Allgäu-, Ternberg-, Frankenfels- Deckensystem) Trias Paläozoikum Kristallin	Jungschichten (Hochbajuvarikum) Trias Paläozoikum Kristallin	Alttert.
				FRANK (1987)	U O A	O O A NKA   südl. OOA	ZENTRALALPIN	Kr <sub>o</sub> (FRISCH, 1976)

<sup>1)</sup>Ultrapienidischer Rücken

Tab. 17

Gegenüberstellung paläogeographischer Modelle des Alpenraumes  
nach verschiedenen Autoren.

lediglich im Nordwestrand die Trias einklemmt, ansonsten aber mit dem Kristallin im Verband steht. Dagegen interpretiert TOLLMANN das Stangalmmesozoikum als Deckenscheider zwischen Mittel- und Oberostalpin.

FRANK (1983, 1987) unterstreicht die Bedeutung des sandigen Anis des Drauzuges und das Stangalmmesozoikums und schließt sich damit CLAR's Ansicht der Verschuppung am N-Rand der Grauwackenzone an. Sandsteineinschaltungen in der unteren Mitteltrias der Inntaldecke wie der Engadiner Dolomiten, aber auch der schräge Metamorphoseverlauf (Alter deutlich vor 90 ma) über die Grenze Silvrettakristallin/Phyllitgneiszone und Nördliche Kalkalpen signalisieren die primäre Position der Kalkalpen nördlich der Silvretta und die südliche Anbindung des Stangalmmesozoikums. Erwähnenswert sind in diesem Zusammenhang die Ergebnisse von KRUMM (1984), der in der südlichen Lechtaldecke ein altpidisches Temperaturereignis erkannte (117-122 ± 7 ma) und diese Anchimetamorphose noch vor Bewegungen, "ja vor Entstehung von Teildecken" (KRUMM, 1984: 224) für denkbar hält. Die Auswertung der Illit-Kristallinit von mehr als 8000 Proben über die gesamte Länge der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone erbrachte epimetamorphe Bedingungen in der Grauwackenzone und eine anchimetamorphe Erwärmung in den Kalkalpen (ganz im S der Nördlichen Kalkalpen sogar epimetamorphe Bedingungen). Die Anordnung der metamorphen Einheiten zeigt eine Störung durch gleichzeitiges Gleiten oder über- bzw. Unterfahren und sehr schwache metamorphe Reaktionen (KRALIK et al., 1987: 164).

Für eine neue Definition des mesozoischen Kalkalpins plädiert FUCHS (1985), indem er die tektonisch-faziellen Besonderheiten der Jungschichten (Jura und Kreide), deren Sedimentationsgeschichte in die Zeit der orogenetischen Prozesse fällt, der nach seiner Ansicht wenig markanten Trias gegenüberstellt. Als die Jungschichten des Unterostalpins betrachtet der Autor den zerrissenen und dezimierten Schichtverband von Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone (= "tektonische Megabreccie"); die Jungschichten des Mittelostalpins umfassen den engen, nordvergenten Falten- und Schuppenbau des Allgäu-Ternberg-Frankenfels-Deckensystems; entsprechend der Stauch- und Deformationsrichtung von N nach S formieren sich die Jungschichten des Oberostalpins zum regelmäßig und ruhig gefalteten Deckenstil des Hochbajuvarikums (FUCHS, 1985: 592). Wie CLAR (1965) und FRISCH (1976) hebt FUCHS (1985) das Gebirgsgefüge der Anschuppung und Abscherung von oben nach unten in die Tiefe hervor, bedingt durch die Unterschiebung und Subfluenz zunächst des penninischen Raumes und später des europäischen Vorlandes unter die kontinentale Kruste des Ostalpins, so daß an der Oberfläche scheinbare Überschiebungen resultieren.

### 3.3 DAS PROBLEM DES TAUERNZUSCHUBS

Existieren konträre Meinungen in Bezug auf die zur Kreidezeit zu rekonstruierenden Konstellation der ozeanischen Tröge und kristallinen Sockel mit ihren repräsentativen Sedimenten, so gilt dies natürlich auch für die zeitliche Abwicklung und Datierung markanter Subduktionsprozesse wie z.B. die Ausschaltung fazieller Großräume. Zu diesen zählen die zum Teil ophiolithischen Serien des Tauernfensters als Vertreter des penninischen Ozeans (siehe Tab. 17). Dieser Fragenkomplex steht im engen Zusammenhang mit der Herleitung der exotischen, allothigenen Kreidegerölle aus ehemaligen und zur Kreidezeit abgetragenen Landmassen.

TOLLMANN und FAUPL (1978) vertreten einen vorcenomanen Zuschub der süd penninischen Tauern durch das Oberostalpin und nach W eine Abnahme des Überschiebungsalters, so daß sich die Schließung des Unterengadiner Fensters in der Oberkreide und im Prättigau im Alttertiär vollzogen hat.

Erwähnenswert ist die klastische, flyschoiden Fuscher Fazies der Bündner Schiefer, deren Sedimentationszeitpunkt nach FRISCH (1978) mit den Roßfeldschichten in Einheit mit der Roßfeld-Tannheimer Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974) koinzidiert und die nach TOLLMANN (1980a) entlang des Südrandes des (süd-)penninischen Ozeans in Nachbarschaft zum Unterostalpin eingebracht wurde. Gerade in diesen Fuscher Phylliten vermutet jedoch OBERHAUSER (1980) oberkreidisches oder sogar alttertiäres Alter, zumal von ihm auch schon alttertiäre Fossilien im Unterengadiner Fenster (OBERHAUSER, 1983) nachgewiesen wurden. Der alttertiären Tauernfensterschließung folgt auch CLAR (1965), der eine Fortdauer der Sedimentation zumindest am Tauernnordrand bis Oberkreide/Alttertiär offenläßt (CLAR, 1965: 30, 31) (vgl. Tab. 1).

### 3.4 DAS ALTALPIDISCHE EREIGNIS UND DESSEN NEUINTERPRETATION NACH DEN MODERNEN PLATTEN- TEKTONISCHEN VORSTELLUNGEN

An dieser Stelle wird der Versuch unternommen, die "griffige" Terminologie der Plattentektonik in rezenten, geodynamisch aktiven Gebieten (z.B. Zirkumpazifikum) auf die paläogeographische Konfiguration zur altalpidischen Zeit zu übertragen. Die Größenordnungen von der Nahtstelle der abtauchenden Lithosphärenplatte unter eine andere Platte, über Randbecken hinweg bis zum vulkanisch-magmatischen Gürtel oder Inselbogen rangieren oft zwischen wenigen und einigen hundert Kilometern, so auch bei den Beispielen von Nordkalifornien / Ob.-Jura - rez. und Java / rezent, die zum Vergleich mit den Alpen herangezogen werden.

Im Gegensatz zu den Gegebenheiten in Nordkalifornien und Java, wo sich die Entwicklung der Randbecken (forearc basin) überwiegend auf ozeanischer Kruste vollzieht, sind in den Alpen weite Teile der ehemaligen Schelfareale (Trias) auf ausgedünnter kontinentaler Kruste an der Gestaltung des forearc-Bereichs beteiligt. Konnte nach dem variszischen Orogenzyklus und dessen morphologischen Reliefausgleich im Perm (Verrucano) die Karbonatsedimentation auf den Plattformen mit der Subsidenz noch Schritt halten, so änderte sich das mit dem Aufreißen des penninischen Ozeans. Im Jura (z.B. Radiolarit) und zu Beginn der Kreide (z.B. Neokom) erfahren weite Teile des Ostalpins eine rasche Absenkung, nachdem sich im N der ostalpinen Krustenscholle (als Teil des Kreios-Kontinents nach TOLLMANN, 1978) ein passiver Kontinentalhang (trailing margin) installiert hatte.

Nach der Umstellung der Driftrichtung von SE (Dehnung) nach NE (Kompression) vor 150 ma (GROHMANN, 1985) wurden die Bereiche des Kontinentalhanges und der abgesunkenen Randgebiete (Unterostalpin und weite Teile des Oberostalpins) in den Großfaziesraum eines forearc basin aufgenommen. Ursache für die Absenkung ist die Ausdünnung der kontinentalen Kruste (TOLLMANN, 1978), zusammen mit einer regionalen Ozeanisierung der leichten Kruste, die sich im Nachweis von basalen Ergußgesteinen im permischen Haselgebirge und im jurassisch/unterkretazischen Vulkanismus äußern könnte. Mit zunehmender Subduktionstätigkeit lagern sich im weiteren Vorfeld des Kontinentalhanges wohl Schürflinge des Ozeanbodens über der Subduktionszone aneinander, so daß mit der Zeit ein Subduktionskomplex (subduction complex; Flysch-Keile nach DIETRICH & FRANZ 1976) entsteht (vgl. Abb. 68). Die Plutone, zumeist Granite, Granodiorite, Tonalite, gelegentlich Diorite und noch basischere Derivate, untergeordnet Vulkanite (BÜGEL & SCHMIDT, 1976) des magmatischen Bogenmassivs sind im Bereich der periadriatischen Naht aufgedrungen und belegen mit ihren Altern (vorwiegend tertiäre und permische Alter) eine lange, magmatisch aktive Periode. Ein altalpidisches Metamorphosealter wird auch in der Seckauer und Schneeberger Kristallisation vorgefunden.

Neben dem Aufsteigen von Plutonen weit im Rückland gibt es noch einen der Subduktionszone näheren Metamorphosegürtel im Oberostalpin. Diese altalpidische Erwärmung (117-122<sup>±</sup> 7 ma nach KRUMM, 1984; nach KRALIK, 1983, 86-143 ma; vgl. dazu KRALIK et al. 1987: Abb. 3, 4) der südlichen Lechtaldecke weist nach der Illitkristallinit "auf einen Metamorphosegrad im Grenzbereich Anchizone-Metamorphose hin" (KRUMM, 1984: 223).

In Nordkalifornien ist die Entwicklungsgeschichte der forearc-Region gut belegt und beginnt mit dem Ausgang des Jura. Im späten Mesozoikum deckten sich hierbei die tektonischen Elemente Kaliforniens weitgehend mit denen des heutigen Sunda-Bogens und Java-Grabens in Aussehen und Dimensionen. Die Plutone der gegenwärtigen Sierra Nevada repräsentieren die Wurzeln des alten Bogens (vgl. Tab. 18). In der späten Kreide wandelt sich in Nordkalifornien der "terraced forearc" (vgl. DICKINSON & SEELY, 1979: Abb. 6) mit einem tiefen forearc-Graben und zeitgleicher Einschüttung großer Deltasysteme aus dem magmatischen Bogenmassiv der Sierra Nevada zu einem "shelved forearc" (DICKINSON & SEELY, 1979: 24). An der Grenze Kreide/Paläogen emigriert das strukturelle Hochgebiet (structural high) entlang der Westflanke des forearc basin (Great Valley Sequence). Diese Tendenz des Aufsteigens (uplift) hält an, so daß sich in der Mitte des Känozoikums mit dem aufgestiegenen strukturellen Hoch ein "ridged forearc" ausbildet. Gegenwärtig ist der ganze Westteil des forearc basin zusammen mit dem Subduktionskomplex gehoben und großenteils erodiert worden.

Das hier erreichte Stadium entspricht nach dieser (Neu-)Interpretation der Ausgangsposition des altalpidischen Ereignisses.

Aus einem langen Gebirgsgürtel von vermutlich mäßiger Breite, der Späne des abgescherten, unterostalpinen Grundgebirges und ozeanische Obduktite des Südpenninikums enthält, erfolgt

	Kalifornien	Indonesien	Alpen
	=====		
Alter	Ob.-Jura - rez.	rezent	Unt.-Kreide-Tertiär
Subduktionskomplex	Franciscan-komplex	crest of Java ridge	Südpenninikum Unterostalpin
forearc basin	Great Valley sequence	forearc basin	(Südpenninikum) Unter-, Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen)
vulkanisch-magmatischer Bogen	Sierra Nevada	Sunda arc	Plutone an der Periadriatischen Naht

Tab. 18:

Gegenüberstellung verschiedener forearc-Entwicklungen in Arealen mit Lithosphärensubduktion.

die Schüttung sowohl nach S in die Matreier Zone (FRISCH et al., 1987: Abb. 8) als auch nach N in das rückwärtige (Unter-)Oberostalpine Rückland bei beginnender Deckenbildung. Die Lieferung des exotischen Materials aus der ostalpinen Randzone hält an bis in die höhere Gosau (Campan), zu einem Zeitpunkt, an dem der charakteristische Baustil des kalkalpinen Deckenstapels bereits abgeschlossen ist, kompressive Ausgleichsbedingungen jedoch weiterhin anhalten. Klippen im Gefolge der Einengungsskinematik liegen auf dem Franciscan Complex heute in Nordkalifornien. Erst in der Gosau kommen höhere Deckeneinheiten aus dem weiteren Rückland (z.B. Inntal-Decke mit der Muttekopf-Gosau) in den Einflußbereich des nördlichen Sedimentationsraumes in Kontinentalrandnähe, wo hingegen die weiter nördlich gelegenen tieferen Deckeneinheiten wie die cenomane Randschuppe schon wesentlich früher (Losensteiner Schichten ab Ob.-Alb) mit dem exotischen Material beschickt werden.

GAUPP (1982: 67) führt das Beispiel einer aus N kommenden, exotikareichen Sedimenteinschüttung der Oberen Branderfleckschichten an, die "bereits im Turon über teilweise noch nicht abgedeckte Reste der Cenoman-Randschuppe, direkt den Nordrand der inzwischen isostatisch(?) abgesenkten Lechtaldecke erreicht, nicht aber die Allgäu-Decke".

Während der Deckenbildung sind natürlich auch Umlagerungsprozesse aus nördlichen Bereichen in südlichere zu erwarten. So stellen die ausgezeichnet abgerollten Exotika in der Gosau (z.B. bei Brandenburg) mit deutlichen Hinweisen auf einen zeitweiligen Verbleib in Bodenhorizonten (Latosole) Restschotter dar.

Geht man mit FAUPL (1978: 95) von einem Angrenzen des Mittelpenninikums an das Ostalpin in der Zeit vom Cenoman bis Campan aus, so sind die gestauchten und zwischen Mittelpenninikum und Ostalpin eingeklemmten Relikte eines ozeanischen Restbeckens (remnant basin) für die Schüttung ophiolithischen Materials in das Rückland verantwortlich zu machen (vgl. Abb. 69).

Die südpenninische Arosazone im W des Ostalpins hat den Charakter einer ausgewalzten Decke und erscheint auch in Fenstern innerhalb des Kalkalpins (z.B. Klesenza-Fenster, vgl. TOLLMANN, 1976b, Blatt 1). Diese Melange stellt Teile ozeanischer Kruste mit Abschürflingen des Unterostalpins dar und dürfte weitgehend der Nähe der in Richtung auf das europäische Vorland wandernden Subduktionsfront entstammen. Generell ist eine Größenabnahme der Exotika von der Arosazone (Schürflinge und Schollen) über das Randcenoman in die Gosau zu beobachten. Ein fazieller Übergang der südpenninischen Arosazone (FUCHS, 1985) zum ostalpinen Randcenoman ist gemäß dem tektonischen Zusammenschub sicherlich anzunehmen (RICHTER, D., 1974: 92).

Die westlich Salzburg auftretende Walserbergzone (Alb - Turon- Maastricht?; vgl. Kap.1.8.4) mit turbiditisch-flyschoider Fazies wird nach FREIMOSER (1972) in den Flysch, nach OBERHAUSER (1980) und FUCHS (1985) in das Südpenninikum, nach PREY (1980) in das Randcenoman und nach FAUPL (1984) in das innerkalkalpine Cenoman gestellt. Der Absatz dieser Sedimente im nördlichen forearc basin bzw. remnant basin zwischen dem strukturellen Hochgebiet (structural high) und dem Rand des Ostalpins erscheint überaus plausibel und ergäbe eine Zwischenstellung zwischen dem Südpenninikum und Unterostalpin. Möglicherweise stellt der Gabbro/Diabas/Radiolarit-Komplex von Vitz-am-Berg im Strobler Fenster, den PLÖCHINGER (1964, 1973) dem Ultrahelvetikum zuweist, ebenfalls ein Vorkommen von Südpenninikum dar.

Mit Konsequenz deutet FUCHS (1985: 595) die tiefbajuvarischen Schürflinge an der Wolfgangseestörung als "während jungalpidischer Nachbewegungen aufgepreßte Fetzen der weitgehend zerrissenen und aufgelösten unterostalpinen Sedimentdecke der Cenomanrandschuppe", so daß hier in einem Fenster der ausgewalzte Überschiebungsteppich ähnlich der Arosa-Zone im W sichtbar würde und somit sich ein analoger Vergleich z.B. mit dem Klesenza-Fenster (vgl. TOLLMANN, 1976b, Blatt 1) inmitten des Kalkalpins (in Nachbarschaft zu den Lechtaler Kreideschiefern der Roten Wand!) ergeben würde.

### 3.5 DAS PROBLEM DER IN DER KREIDE EXOTIKA-LIEFERNDEN HERKUNFTSGEBIETE

Bislang war und ist es üblich, klastische Einschaltungen innerhalb mariner Serien mit schuttliefernden Rücken oder Schwellen in Verbindung zu bringen, wenn dem auch FUCHS (1965: 608) widerspricht.

An dieser Stelle sollen nur solche Landmassen kurz beschrieben werden, die als Lieferant der exotischen Kristallinen, wie auch sedimentären Gerölle in den Kreidenserien der Nördlichen Kalkalpen, besonders in der Gosau, in Frage kommen.

### 3.5.1 EXTERNE KRISTALLINLIEFERGEBIETE

Schon früh wurde ein solches Liefergebiet von KOCKEL (1923) in Beziehung zum "Rumunischen Rücken" gestellt, der in der Unterkreide von SW her das Pennin vom oberostalpinen Kalkalpenmeer abtrennte und in der Oberkreide das Gosaumeer von der Flyschsee. Diesen Rücken betrachteten BRINKMANN et al. (1937) und LÖGTERS (1937a) als eine antiklinale Gesteinsserie von nicht-metamorphem Rotliegendcharakter, die als Vorläufer des triadischen Sedimentationsraumes eine permische, kontinentale Geosynklinale repräsentiert.

GAUPL (1983) weist dem Rumunischen Rücken eine unterostalpine Stellung zu und rekonstruiert auf Grund der Geröllfunde dessen Profilsäule (1983: Abb. 6).

TRAUTH (1937: 498) bezeichnet die nach N in die Klippenzone und nach S in die Frankenfelder Decke (Tiefbajuvarikum) schuttliefernde Schwelle als "Ultrapieninischen Rücken" mit einer Geröllfracht aus verschiedenen Porphyrvarietäten, Diabas, Serpentin, Granit, Glimmerschiefer, Gangquarz und möglicherweise permischem Quarzit.

TOLLMANN übernimmt diesen Begriff und definiert die Stellung des "Ultrapienidischen Rückens" als südultrahelvetisch (1963) oder als Nordteil des Brianconnais (1964a). Diese mobilen, zeitlich begrenzten Hochgebiete einer plattentektonischen Interpretation zuzuführen, ist wesentlich für den Ablauf der Kreidesedimentation.

Der Frontabschnitt, der als mobile Randzone direkt an der Subduktionszone lokalisiert ist, belegt schon im frühen Jura mit unterostalpinen Brekzien (FAUPL, 1978; GWINNER, 1978; TOLLMANN, 1980a; 1985; HÄUSLER, 1983, 1987; FRISCH et al., 1987) seine tektonische Mobilität bis in die Unterkreide, wo die Schwarzeckbrekie mit karbonatischen und kristallinen (Meg-)Olistholithen ihre Stellung am übersteilten Kontinentalhang (HÄUSLER 1983, 1987) eindrucksvoll dokumentiert. Durch die Deckenbildung werden ehemalige (unterostalpine) Randgebiete sukzessive ausgeschaltet, so daß später vor allem frontnahe Deckenstirnen (z.B. Tiefstbajuvarikum/Randcenoman und Tiefbajuvarikum) in den Einflußbereich des Kontinentalrandes mit seiner vorgelagerten Subduktionszone geraten (vgl. Abb. 67, 68). Noch zu klärende Fragen sind, wie der Kontinentalrand gestaltet war, ob ein nicht-vulkanischer Inselbogen - continental margin arc/non-volcanic, island arc nach TRÜMPY (1975: 228) - mit Randbecken existierte. Als Hinweis in diese Richtung kann die Lungauer Schwelle (TOLLMANN, 1977: 106, 108; FAUPL, 1978: 91) gewertet werden. Gegen die Lungauer Schwelle im Sinne TOLLMANNs (1977) spricht das Modell von "scarp breccias" der unterostalpinen Plattform, die an Störungen ("block faulting") des nördlichen Kontinentalrandes gebunden sind (HÄUSLER, 1987: 109, 110).

Noch wichtiger ist in diesem Zusammenhang die Kenntnis über den Zeitpunkt der vollständigen Subduktion des Südpenninikums und die folgende Kontinent-Kontinent-Kollision mit dem Mittelpenninikum (= Mikrokontinent/terrane nach FRISCH et al. 1987), sofern dieses regional vorhanden war (vgl. Tab. 17, Abb. 67). Das Südpenninikum wird nach TOLLMANN und FAUPL spätestens mit dem Cenoman ausgeschaltet, nach OBERHAUSER und FRISCH erst in der Oberkreide zugeschoben.

Von der Mittelkreide (ab Apt) bis zum Campan der Gosau (FAUPL, 1978) entwickelt sich eine strukturelle Hochzone (structural high nach DICKINSON & SEELY, 1979; outer arc ridge nach FAUPL, 1978), die vor der Kollision mit dem Mittelpenninikum wohl einen Subduktionskomplex und später ein obduziertes gestauchtes und angeschupptes Hochgebiet (mountain range) darstellte (vgl. Kap. 3.4). DIETRICH & FRANZ (1976) rekonstruieren für die Gosau (Coniac bis Santon) auf dem frontalen Rand des Ostalpins (d.h. das Unterostalpin - randliches Penninikum, persönliche Anmerkung) aufgepreßte "Flysch-Keile" im submarinen, höheren Niveau, von wo Turbidite und exotisches Material in die intermediären Becken nach S in den Ablagerungsraum der Gosau gelangen.

Die schuttliefernde Schwelle verkörperte als morphologisch erhobene Landmasse sicherlich kein statisches Gebilde sondern den dynamischen Ablauf einer Entwicklung des in zunehmender Einengung geratenen äußeren forearc-Bereichs, der dem unterostalpinen Kontinentalrand tektonisch angegliedert wird und zunehmend der Erosion anheim fällt.

Im Zuge der "fortschreitenden Subduktionstätigkeit" entwickelte sich nach FAUPL (1978: 95) "am Nordrand der ostalpinen Platte eine Schwellenzone, bestehend aus kontinentalem Grundgebirgsmaterial, Sedimenten des nördlichen ostalpinen Randstreifens, welche von obduzierten Ophiolithkörpern der südpenninischen Zone durchsetzt wurde". Aus dieser paläogeographischen Hochzone entstammt das exotische (Geröll-)material, das nach N in Restbecken (remnant basin) des Süd-

penninikums und nach S in die Sedimentationsbecken des Rücklandes (Rand-kontinentale kompressive Becken des forearc-Areals)-in die jeweiligen Ablagerungsräume des Randcenomans inklusive der inneralpiner Kreide (AMPFERER, 1925a; BRINKMALL et al., 1937; LÖGTERS, 1937, RICHTER, M. et al., 1939; ZEIL, 1955; WOLETZ, 1963; ZACHER, 1966; GANSS, 1951; OBERHAUSER, 1968, 1980; MÜLLER, 1973; LÖCSEI, 1974; DIETRICH, 1976; TOLLMANN, 1976 a, b; FAUPL, 1978; GAUPP, 1980, 1983) und später nach begonnener und fortschreitender Deckenbildung nach S in die Gosau (AMPFERER & OHNESORGE, 1909; AMPFERER, 1912, 1616a, 1921, 1930; AMPFERER & HAMMER, 1932; LÖGTERS, 1937; SCHULZ, 1952; WOPFNER, 1954; WOLETZ, 1963; OBERHAUSER, 1968, 1980; ERKAN, 1973; DIETRICH, 1976; DIETRICH & FRANZ, 1976; TOLLMANN, 1976a, b; FAUPL, 1978; GAUPP, 1983) eingebracht wurde.

Allgemein ist eine Abnahme der Größe der kristallinen Exotika von den Schollen und Schürflingen in der Arosazone zum Geröllmaterial des Randcenomans und der Gosau zu beobachten.

Weiter im S, wo die Gosauschichten transgressiv bis auf das Grazer Paläozoikum übergreifen, ist der Einfluß des unterostalpinen Kontinentalrandgebietes (continental margin range) einschließlich der obduzierten südpenninischen Späne in der mittelsteirischen Gosau erloschen. Es fehlen in den südlichen, mittelsteirischen Gosauvorkommen die Chromit-Schwermineralegehalte und Kristallin-Komponenten, die für die nicht allzu weit vom Kontinentalrand entfernten nördlicheren Gosauvorkommen der Kalkalpen typisch sind (TOLLMANN, 1977: 470; OBERHAUSER, 1980: 41; EBNER, 1983; FLÜGEL, H., 1983; GOLLNER et al., 1983, 1987).

Dafür erscheinen im Geröllspektrum der mittelsteirischen Gosau untergeordnet südalpine Assoziationen, die in der paläogeographischen Beurteilung Bedeutung erlangen (FLÜGEL, H., 1983).

### 3.5.2 INTERNE KRISTALLINLIEFERGEBIETE

Hier sind nur solche Liefergebiete zu benennen, die rückwärtig vom Unterostalpin also bereits im Bereich des Oberostalpins für eine Beschickung mit Kristalldetritus verantwortlich zeichnen. Das gilt besonders für die aus S transportierten Roßfeldschichten, deren "Faziesverteilung eines vorstoßenden Tiefseerinnen-Environments" (FAUPL & TOLLMANN, 1979: 111) das Herandrängen und die Platznahme der sich über das Tirolikum vorschiebenden juvavischen Einheit anzeigt. Die im siliziklastisch terrigenen Material auftretenden Schwerminerale Chromit und Hornblende entstammen einer Materialfracht aus S. Unmittelbare Hinweise auf das Aufsteigen von Ultrabasitmassen in die internen Bereiche des Ostalpins (FAUPL & TOLLMANN, 1979: 118), d.h. in das Oberostalpin liegen nicht vor, so daß die von ROEDER (1976) genannten Ophiolithe im Bereich der Dinariden als Herkunftsgebiete möglicherweise in Frage kommen.

FUCHS (1985: 576) betont, daß die Verbreitung der Roßfeldschichten sich mit der einstigen nordwestlichen Paläotethys deckt, so daß der Chromspinell von obduzierter ozeanischer Kruste, der Meliata-Serie stammt, da sich die Kompression während des Verschluckungsprozesses des Südpenninikums zuerst in diesem Bereich äußert. Auch ergeben sich in diesem Falle wieder Bezüge zu den dinarischen Ophiolithzonen, beschrieben von ROEDER (1976).

DECKER et al. (1987) beziehen ähnlich wie FUCHS (1985) den Chromit aus dem ehemaligen, alten Tethys-Ozean. Mit dem Aufreißen des penninischen Ozeans schließt sich der Tethys-Ozean im mittleren/oberen Jura und es verbleibt nach dem Zuschub eine Narbe ("Tethys Suture zone" - "Slices of continental crust as well as ultrabasic masses were uplifted within this inner suture zone" DECKER et al., 1987: 139), die vom Ob.-Jura bis ins Alb Chromit in die Roßfeldschichten einbringt.

Da der Transport der hochjuvavischen Berchtesgadener Decke gleichsam auf dem Gleitmittel des Haselgebirges der Hallstätter Decke (vgl. TOLLMANN, 1981, 1987, a, b; SCHÄFER & STEIGER, 1986) vonstatten ging, ist es sehr plausibel, daß die im Haselgebirge intrudierten basischen Ergußgesteine (JOHN, 1988; CORNELIUS, 1936; ZIRKL, 1957; KIRCHNER, 1980; KRÁLIK et al., 1984) das Ursprungsmaterial der auffälligen Hornblende- und Chromit-Schwerminerale sind. Ballgroße Basaltkomponenten, ähnlich dem Sillberg-Diabasporyryt (Kap.1.9.2) bei Berchtesgaden belegen im Verein mit aufgearbeitetem Haselgebirge in der Weißenbachgosau an der Roten Wand (Kap.1.9.3) diese Vorstellung.

Von einer den Roßfeldschichten analogen, klastischen Entwicklung mit Chromit in der Schwermineralfraktion (S-Schüttung) berichten DECKER et al. (1983, 1987) aus dem Neokom der Reichraminger Decke.

### 3.5.3 KRISTALLINLIEFERGEBIETE UNSICHERER STELLUNG

Im W, im Raum der Lechtaler Alpen, gibt es in der Unterkreide Vorkommen von kristallinem Detritus. Zeitlich fallen die klastisch dominierten Sedimente der Roßfeld-Schichten und der Lechtaler Kreideschiefer in den Ablagerungszyklus der "Roßfeld-Tannheimer Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1973/74). AMPFERER (1932: 31) berichtet von der Phyllitbrekzie der Mohnenfluh. Chlorit-Serizit-Phyllit erwähnen KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959: 194, 195). HELMCKE & PFLAUMANN (1971) fanden innerhalb der Kreideschiefer reichlich Kristallmaterial vor und beziehen dieses von einer nördlichen Schwelle (Rumunischer Rücken).

Bei einer wenig heterogenen Phyllitbrekzie aber wären kristalline Komponenten als Schürflinge aus dem ostalpinen Untergrund - die Mohnenfluhbrekzie befindet sich am tektonisch beanspruchten Nordrand der Lechtaldecke - "tektonische Moräne" nach TOLLMANN (1971: 327) - gut vorstellbar. AMPFERER & HAMMER (1932: 31) erinnern an die Ähnlichkeit dieser Phyllite mit jenen an der Südseite der Lechtaler Alpen zwischen Verrucano-Buntsandstein und dem Kristallin der Verwallgruppe.

Zu diesem Themenkreis paßt noch eine sehr modern anmutende Interpretation von AMPFERER (1925a, 126): "Das Material der exotischen Schollen der Ultradecken ist weit einförmiger als das reiche und sehr bunt gemischte Gesteinsmaterial der Gosaugerölle. Dadurch wird man gezwungen, für die exotischen Schollen der Ultradecken und die exotischen Gosaugerölle eine getrennte Herkunft einzusetzen. Die ersteren sind wahrscheinlich aus dem Gebiet der Grauwackenzone abgeschürft und nordwärts verschleppt, die letzteren aber rein sedimentär von Norden her in das Gosau Meer hereingefrachtet".

### 3.5.4 NICHT-KRISTALLINES, EXOTISCHES GERÖLLMATERIAL

Von Interesse sind hier Gesteine sedimentärer Herkunft, die heutzutage nicht mehr anstehend anzutreffen sind, jedoch früher als Liefergebiete in Erscheinung getreten sind. Paläogeographisch spielen dabei die Unterkreide-Flachwasserkalke (z.B. Urgon) und die oberjurassischen Flachwasserkalke vom Typus des Sulzfluh-Kalkes (externe, mittelpenninische Herkunft) bzw. des Plassenkalkes (interne, oberostalpine Herkunft - GAUPP, 1983) eine bedeutende Rolle.

#### 3.5.4.1 EXTERNE LIEFERGEBIETE VON NICHT-KRISTALLINEM GERÖLLMATERIAL

Als externes Liefergebiet fungiert der N-Rand der ostalpinen Krustenscholle - Unterostalpin/Rumunischer Rücken nach KOCKEL (1923), FAUPL (1978), GAUPP (1982) bzw. Mittelpenninikum/Ultrapienidische Schwelle nach TRAUTH (1937), TOLLMANN (1964a) - mit der Bereitstellung von exotischen Sedimentgesteinen.

#### 3.5.4.2 INTERNE LIEFERGEBIETE VON NICHT-KRISTALLINEM GERÖLLMATERIAL

Ein internes Liefergebiet versorgt nach HAGN (1982, 1983) von der südlichen Lechtal-Decke sowohl mit Schüttung aus S die Thiersee-Mulde (Lechtal-Decke) als auch mit Schüttung aus N (vormalig 1981: 34 - Schüttung aus S bzw. SE) Bereiche des Tirolikums (Kohlenbach. SW Kössen). Von demselben Liefergebiet entwickelt WEIDICH (1984b: 545) ein dynamisches Modell "in dem die kalkalpine Urgon-Schwelle auf dem südliche Hochbajuvarikum und/oder auf dem nördlichen Tirolikum von der Unterkreide bis in das Alttertiär immer wieder Gerölle nach Norden geliefert hat und in dieser Zeit wegen der tektonischen Raumverengung in den Nördlichen Kalkalpen nach Norden gewandert ist".

Eine Beziehung dieser Schwelle im Bereich des Südteils der Lechtal-Decke - ab Cenoman nach WEIDICH (1984a, b): Oberaudorfer Schwelle - zu einer Auftragung gleicher Position wird durch HAGN (1983) mit dem Fund eines Urgongerölls im Wachtberg-Schotter N Salzburg hergestellt. Der Fund eines feinkreidigen Gerölls mit kristallinen Komponenten und flachmarinen (Unt.?-)/Mittelkreide-Faunenelementen (u.a. Orbitolinen) in der basalen Gaisberg-Gosau (vgl. Kap.1.8.2.5) bei Salzburg auf dem Tirolikum steht im direkten Zusammenhang zu dieser Thematik. Die gute Abrollung, die das Resultat eines längeren Transportes ist und der kristalline Detritus sprechen für eine Herkunft aus dem N (Unterostalpin/Rumunischer Rücken). Urgongerölle von beachtlicher Größe wurden auch von Herrn cand.geol. F. SCHLAGINTWEIT (freundl.mündl.Mitt.) in der Gosau von Oberwössen (vgl. Kap. 1.7.2) angetroffen.

### 3.6 DIE KONTINUIERLICHE KREIDESEEDIMENTATION IM RAHMEN DER DECKENBILDUNG

Angeregt durch die Untersuchungen und den Forschungsstand der modernen Plattentektonik über geodynamisch aktive Regionen mit abtauchenden Lithosphärenplatten erfolgt hier eine kurze Interpretation des altalpidischen Ereignisses auf Grund dieser Erkenntnisse.

Für die im Jura vorherrschende Spreizung des penninischen Ozeans existierte am Außenrand der ostalpinen Kontinentalsholle ein passiver Kontinentalrand vom Atlantik-Typ (passive margin; trailing margin) mit der morphologischen Gliederung in den Schelf mit einem Epi- bzw. Perikontinentalmeer (HECKEL, 1972), den Kontinentalhang (slope) und den flachen Anstieg (rise) zum Kontinentalhang bzw. mit der geologischen Gliederung in einen "continental terrace wedge" und "rise prism" (DIETZ & HOLDEN, 1974). Generell vermutet TRÜMPY (1975) eine ruhige Kontinentalhang-Topographie im Übergangsbereich des nördlichen Unterostalpins zum Südpenninikum mit feinklastischer Sedimentation: "The facies of the Lower Cretaceous indicate a mud apron in front of a rise" (TRÜMPY, 1975: 230) - nach heutigem Wissensstand (z.B. FRISCH et al., 1987) unterliegen diese Bereiche zur Zeit der Unterkreide bereits den Rahmenbedingungen eines aktiven Kontinentalrandes.

Im Zuge der Umkehr der Driftrichtung von SW nach NE vor 150 ma (GROHMANN, 1985) erfolgt die Umgestaltung des passiven Kontinentalrandes in den aktiven, unter den zur Kreidezeit die ozeanische Kruste des Südpenninikums subduziert wird. Obwohl im Oberjura/tiefe Unterkreide pelagische Sedimente (Radiolarit, Aptychenschichten im Oberostalpin) dominieren, existieren doch Hinweise in der Unterkreide auf einen Kontinentalhang im Unterostalpin mit den Olisthostromen der Schwarzeckbrekzie (FAUPL, 1978: 91; HÄUSLER, 1983, 1987). TOLLMANN (1977: 106/108) spricht in diesem Zusammenhang von der "Lungauer Schwelle", die von N nach S in den unterostalpinen Trog kristallines Material liefert. Hier scheint sich bereits eine erste Differenzierung des Kontinentalhanges zu vollziehen, je nach Interpretation entweder in Bruchtreppen (scarps) (FAUPL, 1978; FRISCH et al., 1987) und/oder in (Rand-)Becken (TOLLMANN, 1977: 106, 108).

Gegen die Existenz der Lungauer Schwelle im Sinne TOLLMANNs (1977) spricht sich HÄUSLER (1987) aus und entwickelt das Modell von "scarp breccias", die innerhalb der unterostalpinen Plattform an Störungen ("block faulting") des nördlichen Kontinentalrandes des Ostalpins gebunden sind (: 109, 110). Im Bereich der Beckenachse (trench) vor dem Kontinentalrand führen Abscherung und Subduktion zur Bildung einer Mélange, zu der auch die Matreier Schuppenzone und die Arosazone (vgl. Tab. 12) gezählt werden kann.

Intensive Bewegungsvorgänge innerhalb der in die forearc-Entwicklung einbezogenen, ostalpin-mesozoischen Hüllserie äußern sich bereits in der frühen Unterkreide mit den unter einer hohen Wassersäule (Tiefseerinnenenvironment; FAUPL & TOLLMANN, 1979: 111; TOLLMANN, 1981, 1987a,b) abgelagerten Roßfeldschichten. Wird bereits im rückwärtigen Oberostalpin die Einengung der ehemaligen (triadischen) Karbonatplattformen durch die Anlage von Decken (insbesondere juvavische Einheiten) ausgeglichen, bezeugen Brekzien und Olisthostrome in vorderster Front des Ostalpins, im Unterostalpin, seit dem Jura (z.B. Türkenkogel- und Schwarzeckbrekzie; HÄUSLER, 1983; 1987) den Einfluß eines geböschten Kontinentalhanges und die Nähe zur aktiven Subduktionszone mit dem Abtauchen des Südpenninikums.

Die Aufschiebungs- bzw. Unterschiebungsvorgänge (in Ableitung der kinematischen platten-/decken-tektonischen Prinzipien) führen zu isoklinalen Stauchfalten und Deckenbildung. Sie manifestiert sich im Bereich faziell-stratigraphischer Schwächezonen im Gesteinsverband wie z.B. entlang der Salinarhorizonte des Karn und des Haselgebirges - nach FUCHS (1985) und DECKER et al. (1987) ozeanische Relikte der alten Tethys eingeschlossen (AMPFERER, 1925a:61; TOLLMANN, 1976 b).

Aufarbeitungsprodukte des Haselgebirges, sowie dessen Vulkanite (intermediär - basisch) lassen sich in der Gosau bei Strobl/Weißenbach am Wolfgangsee nachweisen (vgl. Kap. 1.9.2).

Eine wichtige Vorbedingung bei der Entstehung einer Bewegungs- und Gleitfuge, an der die raumverengenden Bewegungen ablaufen, stellt die Anlage isoklinaler Faltenzüge dar, so daß die "Decken aus abgerissenen Isoklinalfalten oder abgerissenen Schollen hervorgehen" (HERTWECK, 1961: 61, Abb. 3).

Das Bewegungs- und Verformungsmaximum liegt an der Front der gestaffelten und rückwärtig ausklingenden Faltenzüge. Dabei nehmen die eingeschuppten, synorogenen Sedimente in südlicher Richtung an Alter ab, wie es der Baustil im W-Teil der Nördlichen Kalkalpen demonstriert. Dagegen erfolgte im E-Teil die Anlage rückwärtiger Decken mit den juvavischen Einheiten - einschließlich der synorogenen Sedimente - früher als im E, da der Ozeanboden der alten Tethys eine Schwächezone innerhalb der Karbonatplattform verkörpert (vgl. TOLLMANN, 1981, 1987a; SCHÄFFER & STEIGER, 1986; DECKER et al. 1987).

Der Motor der tektonischen Beanspruchung ist die Subfluenz und die Subduktion der ozeanischen Kruste, so daß durch die Unterschiebungsvorgänge im Untergrund an der Oberfläche die Ausformung des kalkalpinen Deckenstapels resultiert (CLAR, 1965; FRISCH, 1978; FUCHS, 1985). Es entsteht somit lediglich der Eindruck einer Überschiebung.

Der geschilderte Verformungsmechanismus führt schließlich zu dem heute beobachtbaren Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen, deren Grundstruktur nach TOLLMANN (1976b: 47) auf einer Stammdedecke als Hauptmasse des Gebirges beruht, der beim Transport Stirnteile als tiefe Einheiten abgetrennt wurden, "und ihr andererseits ursprünglich südlicher beheimatete Abscherungsdecken im Süden als tektonisch höhere Elemente, die sämtlich in Form von überdimensionierten Deckschollen erhalten sind, aufgeladen wurden". Der Überschiebungsbau wird an dieser Stelle als Unterschiebungsbau verstanden (CLAR, 1965; FRISCH, 1978; FUCHS, 1985; FRANK, 1987), der das übergeordnete Bauprinzip plattentektonischer Vorgänge ist.

Das strukturelle Bauschema der Kalkalpen wurde in der Unter-/Mittelkreide vermutlich mit der austroalpinen und austrischen Phase initiiert und war mit der mediterranen Phase bereits angelegt (TOLLMANN, 1964b,c; 1976a; 1986). Während dieser Zeit und in der nachfolgenden Gosau nahm die Sedimentation weiterhin ihren Lauf, wenn natürlich auch durch die Bewegungsvorgänge - insbesondere durch tektonische Ausschaltung - Ausfälle und Lücken in den Kreideprofilen, die auf den in die Deckenstapelung einbezogenen, tektonischen Einheiten zum Absatz kamen, die Folge sind (vgl. Abb. 66). Außerdem trägt zur Unvollständigkeit der Profilsäulen, vor allem in den rückwärtigen, höheren oberostalpinen Deckeneinheiten die lange subaerische Exposition dieser Bereiche bei, zumal intensive Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse (Latosole) mit dem zeitlichen Höhepunkt im Turon (mediterrane Phase nach TOLLMANN) koinzidieren. Profile finden sich auch in den frontalen, nördlichen Räumen in der Nähe der Subduktionszone. Diese umfassen - neben dem nördlichen Oberostalpin (Kalkalpen) - das Unterostalpin, das heute in metamorphen Serien der Radstädter Tauern und der Tarntaler Berge, des Semmering-Fensters und möglicherweise des Innsbrucker Quarzporphyrs vorliegt. Das Unterostalpin der Radstädter Tauern und der Tarntaler Berge beinhaltet mass flow-Brekzien (HÄUSLER, 1983, 1987) und verkörpert den Kontinentalrand des Ostalpins und randnahe Bereiche im Hinterland, wo sich nach nicht zu großer Entfernung das (Mittel-)Oberostalpin anschließt (vgl. Abb. 67).

Bei der Subduktion des unterostalpinen Gürtels wurden Teile der mesozoischen Hülle abgeschert und angeschoppt, die somit dem Schicksal der Subduktion und der Metamorphisierung entgingen (GWINNER, 1978: 245; FUCHS, 1985). Solche Vorkommen werden in der cenomanen Randschuppe vermutet, die immer wieder in schmalen Zonen dem Kalkalpenkörper vorgelagert sind. Unterdessen hält die Sedimentzufuhr an und konnte regional noch längere Zeit wirksam sein, bevor vorstößende Deckenfronten die orogene Sedimentfracht unter Ausschluß früherer Einheiten auf ihren Rücken luden. Einen solchen Fall beschreibt GAUPP (1982: 67), wo turone Einschüttungen (Obere Branderfleckschichten) über noch nicht abgedeckte Reste der Cenomanrandschuppe direkt den Nordrand der Lechtaldecke unter Ausschluß der Allgäu-Decke (bereits überschoben) beliefern (vgl. Kap. 1.4.).

Auf Grund der stratigraphischen Reichweite der Profilsäulen auf den jeweiligen Deckeneinheiten läßt sich das Alter der Deckenstapelung festlegen (vgl. Abb. 66). Im Lechtal bei Elbigental liegt vor der Inntaldecke im Bereich der Griesbachalm eine kontinuierliche Entwicklung ohne größere Diskordanzen aus dem Jura (Aptychen-Schichten) über die Unterkreide (Neokom-Aptychenschichten) bis ins Cenoman vor (vgl. Kap. 1.2.3.1). Das cenomane Vorkommen mit Orbitolinen (*Orbitolina concava*) wurde schon von AMPFERER (1932) erwähnt und bildet, eingebettet in mass flow-Brekzien als mächtiges Sedimentpaket mit den eingeschütteten Faunenelementen des Flachwassers den Profilschluß (vgl. Kap. 1.2.3.1). Neben häufig anzutreffenden Umlagerungs- und Aufarbeitungsprodukten der mergeligen Neokom-Aptychenschichten fällt die reiche Fracht an Quarzkomponenten ins Auge. Diese belegen den Einfluß eines externen nördlich gelegenen Liefergebietes (von Rotliegend-Charakter?), das im Zuge weiterer Kompression - evtl. Kollision mit dem Mittelpenninikum (FAUPL, 1978; FRISCH et al., 1987) - ab (Ob.-)Coniac die Mutterkopf-Gosau auf der Inntal-Decke mit kristallinem Material beschickt.

Ein Transport aus dem S in die Mutterkopf-Gosau - zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac - Santon) - ist auf Grund der Fazieskonfiguration ausgeschlossen. Ebenso fehlen vorgosauische Fossilnachweise in autochthonen Vorkommen, wie in Gestalt umgelagerter Gerölle, auf der Inntaldecke, die bei einer hypothetischen Annahme von Schüttungsrichtungen aus dem S zu fordern wären. Die konstruktive Anlage der Inntal-Decke aufgesetzten Krabachjoch-Decke erfolgte im Zeitraum Turon/Unt.-Coniac, die Anlage der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke mit großer Wahr-

scheinlichkeit im Cenoman, wie sich aus der Profilentwicklung des Cenomans der Griesbachalm direkt folgern läßt (konkordante Entwicklung aus den Aptychenschichten des hohen Juras und der tiefen Kreide in die (Unt.-Kreide?)/Cenoman-Schiefer, deren Dach ein Olisthostrom bildet, das reich an exotischem Schutt ist und eine cenomane Flachwasserfauna beinhaltet - vgl. Kap. 1.2.3. Im Vorfeld der höchsten Deckeneinheiten entstehen Tröge, die nicht selten direkt mit der Bewegungsbahn der Decken korrespondieren und einen charakteristischen Sedimentationsmodus aufweisen - eine im weitesten Sinne turbiditische Sedimentation und Olisthostrome. Gravitativ verfrachtete Sedimentmassen im oberostalpinen Rückland, die das chaotische Sedimentationsgeschehen im Vorfeld der höchsten Deckeneinheiten bei zunehmender Einengung belegen, weisen im E auf einen früheren Zuschub hin. Hier belegen die Roßfeldschichten mit einem Materialtransport aus dem S nach N ein Alter Obervalendis-Hauterive (FAUPL & TOLLMANN, 1979) - spätjurassische bis tiefneokome Gleitvorgänge nach TOLLMANN (1981, 1987a) - vgl. dazu SCHÄFFER & STEIGER (1986). Kristalline Anteile liegen in den Roßfeldschichten in der Schwermineralfraktion vor (vgl. Kap. 3.5.2).

Die im W nicht vorhandenen, juvavischen Decken sind der Ausdruck der im E intensiveren, kompressiven Bewegungen, sowie der Anlage tektonisch-fazieller Schwächezonen - Ablagerung der Hallstätter Fazies in Kanälen (TOLLMANN, 1981, 1986, 1987a, b); "Tethys Suture zone" mit Heraushebung von Teilen kontinentaler Kruste und Ultrabazitmassen (DECKER et al., 1987: 139), welche krustale, tektonisch induzierte Schwächezonen nachzeichnen. An diesen Schwächezonen artikulieren sich bereits sehr früh (Ob.-Jura/Jungkimmerische Phase) Einengungsphänomene weit im Hinterland, abweichend von der Regel, daß Faltungen, Abscherungen, Schollen- und Deckenbildungen ihren Ursprung vom Kontinentalrand nehmen und bei weiterer Subduktionstätigkeit auch die rückwärtigen Räume beeinflussen. Diese Tatsache findet ihre Bestätigung durch das Auslaufen des engen Synklinal-/Antiklinal-Baustils am Kalkalpen-Nordrand in ein großzügiger dimensioniertes Strukturschema nach S hin (vgl. TOLLMANN, 1976 b: Tektonische Kartenblätter; FUCHS, 1985). Die Überschiebungsflächen der juvavischen Decken werden später prä-?/intra-?/postgosauisch reaktiviert.

Tatsächlich ist es in jüngster Zeit gelungen, durchgehende Abfolgen mit einer vollständigen Profilsäule vom Neokom (GAUPP, 1980) bis in das Unt.-Campan (WEIDICH, 1984 a, b, c) im Allgäu und in den Bayerischen Alpen eine durchlaufende Jura-Kreidesedimentation (KIRSCH, 1986) in der randlichen frontnahen Stellung des Ostalpins im Randcenoman nachzuweisen. Dabei gilt es zu berücksichtigen, inwieweit sich das Sedimentationsgeschehen auch auf der äußersten Randlage des Kalkalpins, wie etwa auf der Randschuppe, manifestiert und ob externe Sedimentationsräume in der Art eines tektonischen, kontinentalen Grenzlandes unterostalpinen?/randlich südpenninischer Position vorliegen. Einen Ausschnitt des Sedimentationsgeschehens des Raumes unmittelbar nördlich des ostalpinen Kontinentalrandes dürfte die Walserbergserie (vgl. Kap. 1.8.4) mit belegten Schüttungen von S (FAUPL, 1984) repräsentieren. Welche stratigraphische Reichweite die jeweiligen Kreidenserien an ihren Entstehungsorten aufweisen, wird von den Deckenbewegungen kontrolliert. Dabei kommt es, wie die zuletzt genannten Beispiele zeigen, durchaus zu zeitlichen und sedimentologischen Überschneidungen rand-/kalkalpiner Mittelkreidenserien mit der "Randgosau" (HAGN, 1982: 129; WEIDICH, 1984 a,b), wenn die Sedimentation am Rücken freiliegender Deckenabschnitte (z.B. Lechtaldecken-Stirnzone) ungestört bis in die Zeit der Gosau anhält (vgl. GAUPP, 1980, 1982).

Ab der Mittelkreide läßt der Vorstoß des Meeres auf die rückwärtigen höheren und höchsten Decken und Schollen im Zuge eines gerichteten transgressiven Trends am längsten auf sich warten und tritt dort als transgressive Gosau in Erscheinung.

Auf die Gebundenheit der Gosausedimentation zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac-Santon) an tektonisch vorgezeichnete Bereiche wurde bereits in Kap. 1.11 hingewiesen. Die intrakalkalpinen kompressiven Tröge mit Gosausedimentation repräsentieren Synklinalen entweder im Vorfeld höherer und höchster Deckeneinheiten oder sie korrespondieren direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken. Eine nicht-maßstäbliche, nicht-chronologische Strukturskizze (Abb.71) zeigt modellhaft, wie Becken mit Mittelkreide- und Gosausedimentation häufig entlang den tektonischen Grenzen zwischen Schuppen und Decken positioniert sind.

Die Bewegungsbahnen der Decken verkörpern listrische Flächen, die parallel zur orogenen Hauptbewegungsbahn (z.B. Arosa-Zone im W) am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle rückwärtig innerhalb des Kalkalpins verlaufen.

Der mechanische Ablauf des kompressiven Geschehens innerhalb des Kalkalpins vollzieht sich nicht in Überschiebungen, sondern in Unterschiebungen entsprechend den großräumig-globalen, plattentektonischen Konfiguration und Prinzipien (vgl. FUCHS, 1985, FRANK, 1987). Somit pausen sich die tektonisch-morphologischen Verhältnisse (orogene Becken vor der subduzierenden Bewegungsbahn) am aktiven Kontinentalrand fallweise im kalkalpinen Rückland mit kleineren Dimensionen der orogenen intrakalkalpinen Tröge an den Gleitbahnen der kalkalpinen Decken durch. Die Deckenstapelung der kalkalpinen Decken ist das an der Oberfläche wirksame Resultat der Subduktion im Untergrund. Die orogenen Prozesse produzieren im kalkalpinen Rückland die zum Subduktionsgeschehen am aktiven Kontinentalrand analogen tektonisch-geomorphologischen Strukturschemata. Durch das insgesamt flache Einfallen der Bewegungsbahnen (listrische Flächen) nach S ergeben sich pultförmige Großformen mit flachen S-Hängen und steilen N-Flanken (= vorstoßende Deckenfronten). Dieser übergeordnete strukturelle Bauplan ist die Ursache dafür, daß das sedimentologische Geschehen eine von N dominierte Prägung aufweist - Fallbeispiele in Kap.1. Durch das Abtauchen der tieferen Deckeneinheiten unter die höheren rücken zuletzt genannte nach N vor und gelangen so in den Einflußbereich des ostalpinen Kontinentalrandes, von wo die Anlieferung des exotischen Materials - aus Küstenkordillieren mit Obduktiten? / von einem nicht-vulkanischen Inselbogen? - erfolgt. Im Laufe der Zeit und im Zuge der anhaltenden Kompression nehmen die Gosau Becken dieselbe Funktion als Depoträume für Abtragungsmaterial ein, die vormals die inzwischen tektonisch ausgeschalteten mittelkretazischen Sedimentationsräume auf den tieferen Deckeneinheiten innehielten.

Über die flach geböschte, pultförmige Rampe mit Ausrichtung nach S gelangt der exotische Detritus nach einer "bewegten Vorgeschichte" (mehrfache Umlagerungsprozesse, verschiedene Transportmechanismen, Verweilen in lateritischen Bodenhorizonten) zur Zeit der tiefsten Gosau zum Teil sicherlich auf dem Landweg (fluviatil) in die Depoträume der Gosau, die mengenmäßig in erster Linie von Lokalschutt und alluvialen Fächersedimenten beschickt werden (vgl. Brandenburg-Kap. 1.4.2). Später erfolgt der Materialtransport der Exotika im marinen Milieu auch innerhalb von Olisthostromen (vgl. Muttekopf - Kap. 1.2), die nach neueren Untersuchungen (vgl. Kap. 1.2.5.4/1.2.5.4.4) häufig Transportweiten von einigen Zehner-Kilometern aufweisen.

Der Transportmechanismus auf pultförmigen Rampen wird an Hand der Abb. 66 durch die Zusammenstellung wesentlicher Profile aus der neueren Literatur (GAUPP, 1980, 1982; WEIDICH 1984 a, b, c) und dieser Arbeit erläutert. Mit den jetzt bekannten Profilsäulen, die für die Orogenese/Tektogenese relevanten Schichtglieder (= synorogene Kreideschichten), erschließt sich auch die Kinematik und der Mechanismus der Deckenbildung im W-Teil der Nördlichen Kalkalpen, deren Prinzipien im weiteren auch auf den E-Teil der Nördlichen Kalkalpen übertragen werden. Wie schon die überraschenden Untersuchungsergebnisse von GAUPP (1980, 1982, 1983) vom Kalkalpen-Nordrand deutlich machten, kommt der Sedimentologie der orogenen Sedimente und ihrer Interpretation die zentrale Stellung zu, wobei die Mikropaläontologie und Mikrofazies die Alterseinstufung und die Milieuaussage übernehmen. Gleiches gilt für die synorogenen Kreidesedimente der südlichen Lechtal-Decke und der höheren Inntal-Decke.

Die räumliche und zeitliche Abfolge der Abdeckung der Allgäu-Decke durch die Lechtal-Decke am N-Rand der Nördlichen Kalkalpen wurde von GAUPP (1980, 1982) erkannt. Der Zuschub des Hauptkörpers der Allgäu-Decke erfolgt mit der Austrischen Phase (Grenze Alb/Cenoman - TOLLMANN, 1986: Tab. 4), wobei der Frontabschnitt (Rand-Cenoman) von diesen Vorgängen unberührt bleibt. Der Falkensteinzug als Deckenstirn der Lechtal-Decke hat am synorogenen Sedimentationsgeschehen durch die Entsendung eigenen Schutts in Olisthostromen (Branderfleckschichten - GAUPP, 1980, 1982; WEIDICH, 1984, a, b, c) aktiven Anteil.

Besondere Beachtung verdient die Verfolgung der synorogenen Kreideprofile auf der Lechtal-Decke, die eine deutliche Differenzierung in eine N- und eine S-Fazies aufweisen und eine Schlüsselstellung in der Interpretation des Deckenmechanismus darstellen. Während auf den nördlichen Anteilen der Lechtal-Decke, nach einer Periode der Emersion und Erosion, diskordant cenomane Flachwassererien (GAUPP, 1982: 60, Abb. 8) einsetzen (dabei ist die Ähnlichkeit mit der gosauischen Transgression auf den höheren tektonischen Stockwerken verblüffend!) herrscht auf dem S-Teil der Lechtal-Decke (an der Nahtstelle zur höheren Inntal-Decke mit Gosau-Sedimentation) eine durchgehend ruhige Sedimentation von Jura bis Cenoman. Erst im Cenoman kommt der flach-marine Einfluß, wenngleich nur in gravitativen Resedimentationsvorgängen (Olisthostrom) im Dach der Kreideserie auf der Griesbachalm (vgl. Kap. 1.2.3.1) zum Ausdruck. Bereits hier zeich-

nen sich die sedimentologischen Phänomene ab, die später in der Gosau auf den höheren Decken augenfällig werden.

Da der Hauptanteil der Exotika am Kalkalpen-Nordrand in den Losensteiner Schichten (Unt.-/Ob.-Alb - Vraconien, GAUPP, 1980, 1982) anzutreffen ist, werden im cenomanen Olisthostrom auf der Griesbachalm die Exotika - massenhaft verrundete (Gang-)Quarze/Quarzite, vgl. Kap. 1.2.3.1) - von diesen abgeleitet. Ein Transport aus S über die Krabachjoch- und die Inntal-Decke ist mit Sicherheit auszuschließen, desgleichen eine Ableitung von Schürflingen auf der Deckenbewegungsbahn.

Mit der Unterschiebung der Allgäu-Decke unter die Lechtal-Decke (phänomenologische Überschiebung!) erfolgt eine Anhebung des N-Teils der Lechtal-Decke, die sich in der Emersion und Erosion vorheriger Schichtglieder bis auf den Jura artikuliert.

Der durch die Erosion freigesetzte Schutt wird nach Umlagerungsvorgängen akkumuliert (im Litoralbereich?), nimmt cenomane Flachwasserelemente auf (*Orbitolina concava*, Rudisten etc. - vgl. Kap. 1.2.3.1) und erfährt als Sedimentmasse eine gravitative Verfrachtung zum Beckentiefsten hin (Griesbachalm) auf einer flach geböschten Rampe, die nach S einfällt (Lechtal-Decke). Die durch die Plattentektonik induzierte Struktur der Rampe betont auch FRANK (1987: 393): "It is well known that the NCA (= Nördliche Kalkalpen, pers. Anmerkung) form a wedge-like body and the basal boundary cuts into deeper levels passing from north to south. Sometimes the formation of this ramp structure .....". Wenn das exotische Material der Losensteiner Schichten vom Kalkalpen-Nordrand im Unt.-/Ob.-Alb - Vraconien abgelagert wird, dann erreicht dieses nach Umlagerungsprozessen, im oft nur kriechend vorrückenden Olisthostrom, das kalkalpine Rückland (S-Teil der Lechtal-Decke) erst im Cenoman. GAUPPs Hinweis (1982: 44) auf Cr-Spinell und Quarz wird als Hinweis auf die primäre Ablagerung exotikareicher Kreideschichtglieder<sup>+</sup>) auf dem N-Teil der Lechtal-Decke verstanden, auch wenn die Formulierungen verhalten und vorsichtig gewählt sind. Diese Zurückhaltung ist jedoch vor allem darauf zurückzuführen, daß GAUPP (1982: 44) sich auf Arbeiten verläßt, deren Wert z.T. für paläogeographische Überlegungen als gering einzustufen ist. Wenn z.B. HUCKRIEDE (1958) "nur einen Teil" der Kreideschiefervorkommen ("ein schmales Gebiet" (1958: 71) bearbeitet, und gerade in seinem Arbeitsgebiet eine cenomane Regressionsfazies (mit *Exogyra columba*), die über einen ganzen Hang aufgeschlossen ist (vgl. Kap. 1.1.2), unberücksichtigt läßt - trotzdem aber paläogeographische Schlußfolgerungen zieht -, bleibt das nicht ohne Folgen für Autoren, die aus den Ergebnissen Nutzen ziehen wollen. Hier ist es besser, sich der langjährigen Erfahrung von AMPFERER (1932 - geologische Karten + Erl. der Lechtaler Alpen) - trotz einiger Unstimmigkeiten - anzuvertrauen, die auch die Bearbeitung des interessanten und wichtigen Exotika-führenden Cenomans auf dem S-Teil der Lechtal-Decke an der Nahtstelle der Inntal-Decke möglich machte (vgl. Abb. 1.2.3.1).

Im Zuge wachsender Einengung unterfährt die Lechtal-Decke die Inntal-Decke, wobei durch diesen Vorgang die Dokumentation des Kreideprofiles mit dem Cenoman erlischt. Dieser Paroxysmus deckt sich weder mit der Mediterranen Phase (Hohes Turon) noch mit der Austrischen Phase (Grenze Alb/Cenoman - vgl. TOLLMANN 1986: Tab. 4). Auf dem nächst höheren, tektonischen Stockwerk der Inntal-Decke gelangt die Muttekopf-Gosau zum Absatz, deren Sedimente sich in einem kompressiven Trog akkumulieren. Dieser Trog ist mit der Überschiebungsbahn der nächst höheren Krabachjoch-Decke gekoppelt und wird im Tertiär von dieser überfahren.

Auch hier spielt die Frage nach der Herkunft des exotischen Materials der tiefen Gosau (Coniac-Santon) eine tragende Rolle. Fazielle Studien, lithologische Merkmale sowie Begehungen entlang der Bewegungsbahn der Krabachjoch-Decke schließen eine Herkunft aus dem S und eine Ableitung von Schürflingen aus dem Untergrund entlang der Bewegungsbahn aus - somit kommen nur Schüttingsrichtungen von N in Betracht. Da nach GAUPP (1982: 46) allothigene Komponenten (Exotika) in den Unteren Branderfleckschichten fehlen und in den Oberen Branderfleckschichten Exotika "zwar regelmäßig, aber mengenmäßig völlig unbedeutend vertreten" sind, muß in Betracht gezogen

+) )

Ob es sich bei diesen um Losensteiner Schichten des tiefen Wassers handelte, kann nicht entschieden werden. Es ist realistisch, davon auszugehen, daß exotische Gerölle aus der Randzone des Ostalpins nach der tektonischen Abdeckung der Allgäu-Decke (mit den Losensteiner Schichten des tiefen Wassers - GAUPP, 1980, 1982, 1983) im flachen (litoralen?) festländischen? Regime auf der Nördlichen Lechtal-Decke vor der tiefgründigen Erosion zum Absatz kamen.

Abb. 66

Stratigraphische Reichweite der Kreide-Profilesäulen auf den jeweiligen Deckeneinheiten im W der Nördlichen Kalkalpen.

A) Rand-Cenoman (GAUPP, 1980, 1982, 1983)

B) Falkensteinzug (FSZ) = Klippe der Lechtal-Deckenstirn/Stoffel-Mühle (GAUPP, 1980, 1982, 1983; WEIDICH, 1984 a, b, c)

C) Allgäu-Decke (GAUPP, 1980, 1982, 1983)

D) N-Teil der Lechtal-Decke/Branderschrofen (GAUPP, 1980, 1982, 1983; WEIDICH, 1984 a, b, c)

E) Griesbachalm/S-Teil der Lechtal-Decke (AMPFERER, 1932; vgl. Kap. 1.2.3.11)

F) Muttekopf-Gosau (vgl. Kap. 1.2)

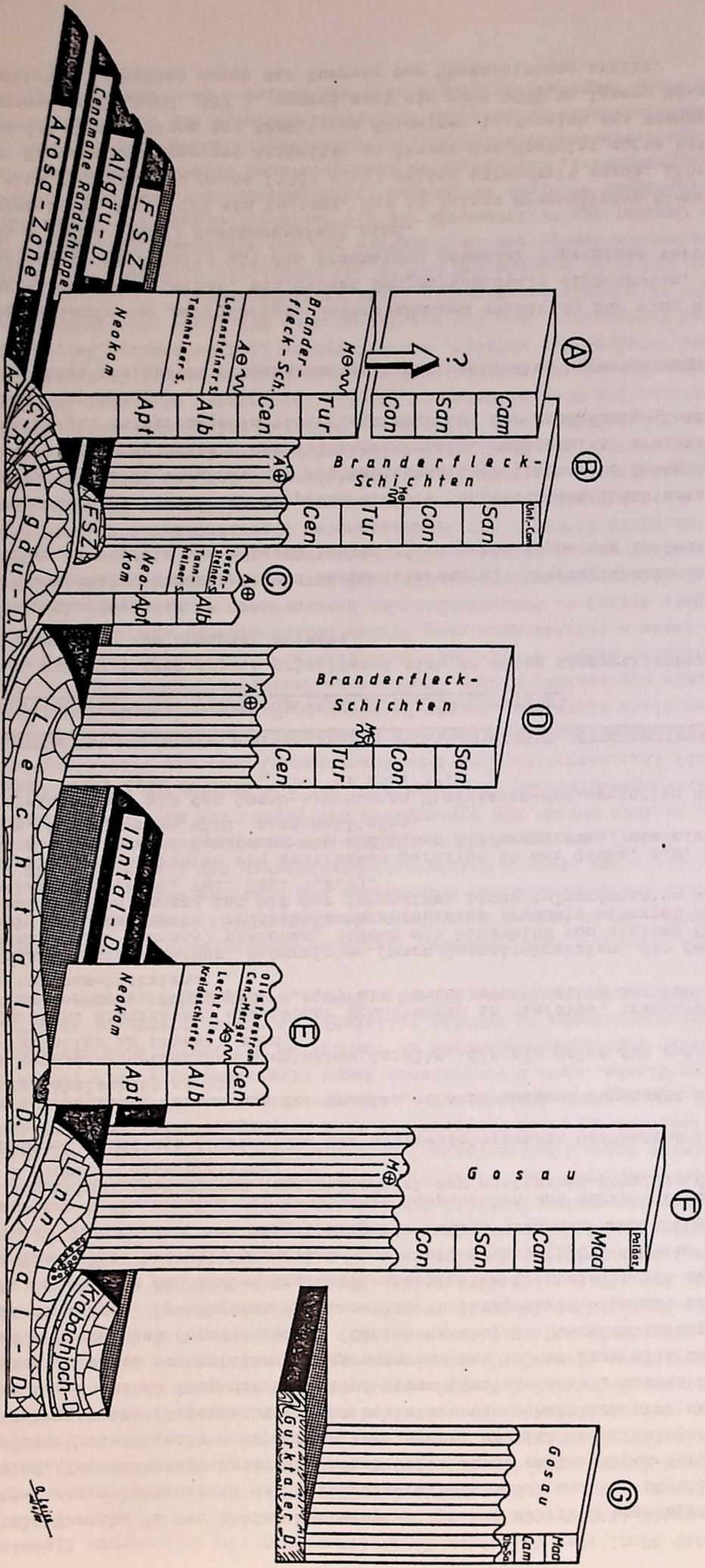
G) Mittelsteirische Gosau (EBNER, 1983)

Tektonische Phasen: A = Austrische Phase - Grenze Alb/Cenoman  
(TOLLMANN, 1986: Tab. 4)

M = Mediterrane Phase - Hohes Turon  
(TOLLMANN, 1986: Tab. 4)

Mit dieser Darstellung ergibt sich ein Überblick über die Reichweite der synorogenen Kreide in Abhängigkeit des tektonischen Stockwerks. Die Kontrolle der Sedimentation durch den Tektonismus im Rand-Cenoman, auf der Allgäu-Decke und der nördlichen Lechtal-Decke wurde von GAUPP (1980, 1982, 1983) aufgezeigt. WEIDICH (1984 a, b, c) unterzog die Profile auf der nördlichen Lechtal-Decke einer erneuten, detaillierten, mikropaläontologischen Bearbeitung und erzielte dadurch eine größere Reichweite der Profile.

Während auf dem N-Teil der Lechtal-Decke der vormalige Schichtverband eine Abtragung bis auf den Ob.-Jura (GAUPP 1980, 1982) erfährt, hat sich im S-Teil eine konkordante Schichtfolge vom Ob.-Jura bis ins Cenoman erhalten. Das Dach der Cenoman-Mergel (AMPFERER, 1932) bildet ein Olisthostrom mit Exotika und cenomanen Flachwasserelementen. Auf der Inntal-Decke setzt die synorogene Kreidesedimentation mit der Gosau (Coniac - Ob.Maas-tricht/Alttertiär) innerhalb eines kompressiven Troges mit asymmetrischem Querschnitt ein, der in ursächlicher Beziehung zur Anlage der Krabachjoch-Decke steht (vgl. Kap. 3.8).



2.11.18

werden, daß die Exotika in der tiefen Muttekopf-Gosau aus mehrfach umgelagerten Losensteiner Schichten (bzw. deren Äquivalente des Flachwassers/Festlands? auf der nördlichen Lechtal-Decke) abzuleiten sind. Das exotische Material dieser Serie wurde am Kalkalpen-Nordrand (Randcenoman, Allgäu-Decke) im Unt.-/Ob.-Alb - Vraconien abgelagert, erreicht nach Umlagerungsvorgängen den S-Teil der Lechtal-Decke (Griesbachalm) und beliefert wahrscheinlich nach weiteren Umlagerungsvorgängen den kompressiven Trog der Muttekopf-Gosau (Inntal-Decke). Dieses Modell der mehrfachen Umlagerung in einem hochmobilen Ablagerungsraum ist in der Lage alle sedimentologischen Phänomene der untersuchten Gosauvorkommen (Coniac-Santon) in Übereinstimmung mit zeitlich und räumlich differierenden, synorogenen Kreidesequenzen zu integrieren - selbst eine Herleitung des exotischen Materials aus den Oberen Branderfleckschichten (zeitgleich mit der Gosau), verlangt umfangreiche Transport- und Umlagerungsprozesse (vgl. dazu WEIDICH, 1984 b: Abb.11, Profil E,F und Kap. 3.7, S. 76/77). Mit dem vorgeschlagenen Modell erklären sich folgende Tatsachen:

- Die stetige Größenabnahme der exotischen Komponenten und deren steigender Verrundungsgrad vom Kalkalpen-Nordrand (einschließlich der exotischen Schollen der Arosa-Zone) nach S (Gosau) fortschreitend,
- Die Kontrolle und die Ausrichtung des sedimentologischen Geschehens erfolgt von N auf flachen S-einfallenden Rampen,
- Die oft exzellente Verrundung der Exotika, die im krassen Gegensatz zum unreifen, eckigen Lokalschutt steht,
- Die Eisenhydroxyd-Überzüge exotischer Gerölle, die ein Beleg für subaerische Exposition/Verweilen im Latosol sind,
- Die Existenz distinkter, exotischer Schüttungen in tiefster, transgredierender Profilposition der Gosau (vgl. Kap. 1.4.2) als fazielle Vertretung der lokalen Hangschutt-/Verwitterungs-Brekzien,
- Die Existenz subaerischer, sandreicher Quarz/Quarzit-Brekzien, die dem Phänotypus des Verrucano (z.B. Toscano) gleichen, jedoch mit Einschluß von alpinen Radiolarit-Geröllen nur als umgelagerte prägosauische/gosauische Produkte gedeutet werden können. Eine subaerische Genese ist mit der intensiven Limonit-Imprägnation dieser Klastika angezeigt (Muttekopf, vgl. Kap. 1.2.2),
- Das Ausbleiben und Fehlen von exotischen Geröllen in der Gosau, z.B. in der Eiberger Gosau. Somit ist eine Schüttung aus südlichen Liefergebieten, wie sie von WEIDICH (1984 a, b) vertreten wird, auszuschließen.
- Die Vereinbarkeit mit der Gosau-synchronen Tiefwasser-Sedimentation der Branderfleckschichten (vgl. dazu WEIDICH, 1984 b: Abb. 11).

### 3.7 DIE KONTROLLE DES SEDIMENTATIONSGESCHEHENS DURCH EVOLUTIVE, OROGENETISCHE PROZESSE ZUR KREIDEZEIT (SCHWERPUNKT: UNTERE OB.-KREIDE/GOSAU-FORMATION)

Arbeitsgang und Aufbau dieser Arbeit orientieren sich an einem hierarchischen Schema, das folgende Entwicklungskette zum Ausdruck bringt:

- 1) Regionale Grundlagenarbeit
- 2) Korrelation regionaler Strukturen und Harmonisierung mit überregionalen Bauplänen (= kompressive Tröge im Vorfeld von höheren Decken,  $\pm$  direkte Koppelung an Decken-Bewegungsbahnen)
- 3) Eingliederung der überregionalen Baupläne als plattentektonisch induzierte Strukturschemata in den Kontext globaler Vorgänge der Plattentektonik (= listrische Bewegungsbahnen der Decken parallel zur Hauptbewegungsbahn des Kalkalpenkörpers; kompressive, orogene Tröge im rückwärtigen Kalkalpin entsprechen in ihrer Konfiguration der großräumig-globalen, plattentektonischen Situation)
- 4) Überprüfung eines evolutiven Orogenesemodells mit regionalen Untersuchungsergebnissen (vgl. dazu Kap. 1).

Wurde bislang im Laufe der mehrjährigen Untersuchungen vermieden für eine klare Aussage und Favorisierung eines spezifischen, evolutiven Orogenesemodells einzutreten, so änderte sich dies (im Endstadium der Arbeit) mit dem Erscheinen neuester Ergebnisse verschiedener Autoren, die in FLÜGEL & FAUPL (1987) zusammengefaßt sind.

TOLLMANN entwickelte seit 1959 ein Konzept, das in seinen wesentlichen Elementen kontinuierlich und in sich logisch, bis heute (1987 a, b) weiter entwickelt wurde. Eine der Kernaussagen ist neben der Bindung der orogenen Aktivität an Phasen das Postulat eines umfangreichen Mittelostalpins und der Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Stangalmmesozoikums nördlich des Drauzuges (TOLLMANN, 197 ), woraus sich ein rund 1000 km langer Transportweg für die heutigen Nördlichen Kalkalpen durch den Vorgang der Überschiebung ergibt.

Da im E-Teil der Nördlichen Kalkalpen Eingleitvorgänge von juvavischen Einheiten mit einem Transport aus dem S (FAUPL & TOLLMANN, 1979; TOLLMANN, 1981, 1987 a, b; SCHÄFFER & STEIGER, 1986) nachgewiesen sind, vermutet TOLLMANN (1987a:123, 124) ebensolche auch im W der Nördlichen Kalkalpen: " Furthermore the concept of sliding tectonics must still be reflected for some parts of the Tyrolian segment of the Northern Calcareous Alps: For example, the younger, end-Cretaceous transportation of the already extremely folded, later rigorously truncated, western part of the Lechtal and Inntal nappe. The block masses in the Upper Cretaceous sediments (Muttekopf Gosau formation) and blocks in an contemporaneous trough in the northern part of this nappe pile could be connected with this younger phase of sliding tectonics". Das bedeutet, daß die Krabachjoch-Decke im Tertiär - Laramische Phase? (Grenze Maastricht/Paläozän, TOLLMANN, 1986: Tab. 4) - eingeglitten ist, obwohl nach TOLLMANN (1986: Tab. 4) "Hauptdeckenbildung und Deckenschub in den Kalk(vor)alpen" mit der Mediterranen Phase (TOLLMANN, 1986: Tab. 4) abgeschlossen sind. Gegen ein einmaliges Eingleiten spricht die Existenz von Olisthostromen, die über den ganzen Zeitraum der Gosasedimentation (Ob.-Coniac - Ob.-Maastricht/Alttertiär auftreten (vgl. Kap. 1.2.5.4). Von diesen Olisthostromen enthalten zumindest diejenigen der tiefen Gosau (Coniac-Santon) eine exotische Geröllfracht, die aus dem N zu beziehen sind. Die Indizien sprechen vielmehr für eine kontinuierliche Einengung eines kompressiven Troges mit synorogener Sedimentation, der wesentliche Anteile seiner Sedimentfracht aus dem N über eine flache, nach S einfallende Rampe (Inntaldecke) erhält (nördliche Schüttungsrichtungen zeigen auch Strömungsmarken in Turbiditen an), bevor sich der endgültige Zuschub durch die Krabachjoch-Decke im Tertiär vollzieht. Es müßte untersucht werden, welche Olisthostrome den intragosauischen Phasen (Ilseder Phase, Wernigerröder Phase, Ressenphase) entsprechen.

Als konzeptionell offener und insgesamt flexibler erweist sich das evolutive Orogenesemodell von FRANK (1987), das in seinen Grundzügen mit CLAR (1965) kongruiert und eine gewisse Verträglichkeit mit den interessanten Ergebnissen und Modellvorstellungen von FUCHS (1985) zuläßt, wenn es gilt, das orogene Sedimentationsgeschehen der Kreidesedimente (mit Schwerpunkt auf der tiefen Gosau) mit den modernen plattentektonischen Erkenntnissen und Vorstellungen abzugleichen. Es sind gerade die synorogenen Sedimente, die mit ihrem Informationspotential über den Ablagerungsmodus, den Geröllbestand, Art wie Umfang von Umlagerungsprozessen und den biogenen Inhalt (Faziesanzeiger und Altersbestimmung) Aussagen über Ereignisse und Abläufe zulassen, mit der die Sedimentation auf der Oberfläche auf Umstellungen im Untergrund reagiert. Dabei zeichnen diese nicht nur orogene Vorgänge im Untergrund nach, sondern es pausen sich großdimensionale plattentektonische Prozesse im Sedimentationsraum auf der Oberfläche (= rückwärtiges Kalkalpin) durch - vgl. Kap. 3.8. Platten-/deckentektonische Vorstellungen und Modelle müssen immer - insbesondere wenn ältere Schichtglieder als die synorogenen Sedimente (z.B. kalkalpine Trias) zu Rekonstruktionen herangezogen werden - mit der synorogenen Sedimentation im Zeitraum orogener Ereignisse und der damit verbundenen geomorphologischen Umgestaltung abgestimmt und in Einklang gebracht werden.

Das Konzept von FRANK (1987) - mit weitreichender Übereinstimmung zu CLAR (1965) - geht davon aus, daß vor der Subduktion das Unterostalpin und die Nördlichen Kalkalpen (mesozoische Hüllserie des Oberostalpins) den vordersten, frontalen Bereich der ostalpinen Masse darstellen. Das Oberostalpin umfaßt die Nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone, sowie die Hauptmasse des ostalpinen Kristallins (z.B. Silvretta-, Ötztal-, Defregger-, Schober-, Bundschuh-, südl. Koralm-Kristallin; die Mittelostalpinen Anteile beschränken sich nach FRANK (1987) auf die Seckauer Tauern, Glein- und Stubalm). Dieses neue Konzept stellt in erster Linie als Motor orogenetischer Vorgänge den aktiven, subduzierenden Kontinentalrand der ostalpinen Krustenscholle in den Vordergrund, von dem aus Faltenzüge, Schollen- und Deckenbildung mit abnehmender Intensität in rückwärtige Bereiche ihren Ursprung nehmen.

Ausgehend vom einfacher aufgebauten W-Teil der Nördlichen Kalkalpen wird hier die Datierung der gebirgsbildenden Ereignisse im Kalkalpin mit den synorogenen Sedimenten vorgenommen, wie z.B. mit dem Cenoman der Griesbachalm und der Muttekopf-Gosau: Die Anlage der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke erfolgte im Cenoman (durchgehende Ob.-Jura-/Unt.-Kreide Sedimentation bis in die Cenomanmergel, die mit einem exotikareichen Olisthostrom endet, das cenomane Faunenelemente des Flachwassers enthält); die konstruktive Anlage der der Inntal-Decke aufgesetzten Krabachjoch-Decke im Zeitraum Turon/Unt.-Coniac?. Die Gosasedimentation auf der Inntal-Decke in einem kompressiven Trog dauert von Coniac - Ob.-Maastricht/Alttertiär und erst

dann manifestiert sich bei zunehmender Einengung die endgültige Unterschiebung der Krabachjoch-Decke durch die Inntal-Decke. Da nach HERTWECK (1961) Decken immer aus abgerissenen, überkippten, isoklinalen Mulden entstehen, ist davon auszugehen, daß insbesondere solche kompressiven Tröge, die direkt mit Bewegungsbahnen von Decken korrespondieren (z.B. Cenoman der Griesbachalm; Muttekopf-Gosau; Gosaubecken von Salzburg/Bad Reichenhall), derartige Mulden im Sinne HERTWECKs repräsentieren, die eine Auffüllung mit synorogenen Sedimenten erfahren. Obgleich HERTWECK (1961: Abb. 61) die tektonische Entwicklung der voralpinen Decken in den niederösterreichischen Kalkalpen streng an Phasen bindet, werfen die 4 Schemadarstellungen (: Abb. 61) ein Schlaglicht auf die Tatsache, daß die Deformation vom Kalkalpen-Nordrand - d.h. die Bildung isoklinaler Mulden und die Anlage von Schollen und Decken (= Abscherung der N-vergenten isoklinalen Mulden) - ihren Ursprung nimmt und innerhalb einer tektonischen Phase zum kalkalpinen Rückland hin nach S ausklingt. Dieses Phänomen bekundet den Unterschiebungsbau der langsam sukzessive auf südliche Areale übergreift. Ausgehend von den Verhältnissen im W-Teil der Nördlichen Kalkalpen wird das Prinzip eines diachronen Übergreifens der Faltung und des hieraus resultierenden Deckentektonismus (in Anlehnung an sedimentologische Prinzipien) sichtbar.

Die Intensität der Deformation dehnt sich vom Nordrand der Kalkalpen immer weiter nach S aus. Dies erklärt auch den Umstand, daß Deckengrenzen von der Gosau nur jeweils auf den N-Flügeln der Mulden "verklebt" werden und nicht auf den S-Flügeln (vgl. TOLLMANN, 1976 b: Profil 12, Beilagenband). Obwohl die Hallstätter Einheiten sehr früh (Ob.-Jura - Unt.-Kreide) auf Grund der "Tethys Suture zone" (DECKER et al., 1987) ihre Platznahme durch Eingleitung erfahren haben (FAUPL & TOLLMANN, 1979; TOLLMANN, 1981, 1987 a, b; SCHÄFFER & STEIGER, 1986), erreicht der kompressive Tektonismus, ausgehend vom Kalkalpen-Nordrand die rückwärtigen Areale der Hallstätter Decken. Dadurch erfährt die Dachstein-Decke eine nochmalige Einmuldung und Einschuppung, so daß vor einer weiteren, südlicheren, "höheren" Schuppe erneut ein Becken mit Gosasedimentation entsteht, bevor auch dieses - wie die meisten Gosaubecken von südlichen Decken und Schollen im S "überfahren" wird (d.h. Unterfahrung durch die tektonisch niedrigere, nördliche Einheit, die strukturell und sedimentologisch als Rampe in Erscheinung tritt). Es können Gosauvorkommen auch "nur" an Stauchmulden im Vorfeld von Deckenfronten gekoppelt sein - einschränkend muß darauf hingewiesen werden, daß z.B. die Brandenberger Gosau und die Gosauvorkommen des Unterinntals (Lechtal-Decke), die zu diesem Typ gehören könnten, nach Meinung von AMPFERER (1933: 30), NAGEL et al. (1976) die heute freigelegte Unterlage der Kaisergebirgsdecke bilden (vgl. Arbeitshypothese Kap. 3.8). Dabei erwiesen sich antiklinale Erhebungen als der bevorzugte Besiedlungsraum von Rudisten-Biolithiten.

Die Gerölluntersuchungen und Faziesstudien belegen eine direkte Beziehung vom Cenoman (Griesbachalm/Lechtaldecke) und der Gosau (Muttekopf-Gosau/Inntal-Decke). Der exotische Detritus aus dem N wird nach der cenomanen Ausschaltung der Sedimentation auf der Lechtal-Decke (Griesbachalm) von der Inntal-Decke mit Gosasedimentation nach einem Hiatus übernommen. Im Turon herrschen auf dem N-Teil der Inntal-Decke lateritische Verwitterungsbedingungen, deren Produkte als auffällige, lateritisch pigmentierte, alluviale Fächer mit Lokalschutt wiederum nur im N der Muttekopf-Gosau anzutreffen sind (erneuter Hinweis auf die Rampenstruktur!). Ob die südlichen Anteile zu dieser Zeit bereits marine Bedingungen anzeigen - wie in Analogie zu der Faziesverteilung auf der Lechtal-Decke vgl. Abb. 66, Profil B, D, E und Kap. 3.8 - kann noch nicht beantwortet werden. Insbesondere weisen auch resedimentierte, Limonit-imprägnierte Quarz-/Quarzitbrekzien mit Radiolaritgeröllen (alpiner Radiolarit mit hydrothermaner Kluftfüllung - 300-400°C/freundl. mündl. Mitt. v. Herrn Priv.-Doz. Dr. H. HEINISCH), die auch Glimmerschiefer, Metagrauwacken und Sandsteine enthalten, auf festländische Umlagerungs- und Sedimentationsbedingungen auf dem emergierten N-Teil der Inntaldecke hin. Es drängt sich der Vergleich mit der Lechtal-Decke auf, bei der der N-Teil emergiert und bis auf den Jura unter festländischen Verwitterungsbedingungen abgetragen wird, während auf dem S-Teil die kontinuierliche, marine Sedimentation anhält. Wenn im Cenoman der N-Teil der Lechtal-Decke wieder unter marine Flachwasserbedingungen gerät, erreichen Olisthostrome gleichen Alters (mit den faunistischen Elementen des Flachwassers) auch den Sedimentationsraum im S mit der durchgehenden, ruhigen, marinen Sedimentation (vgl. Kap. 1.2.3.1). Auf Grund noch ausstehender Detailuntersuchungen kann an dieser Stelle noch keine definitive Aussage darüber getroffen werden, wie sich die Anlieferung des exotischen Materials zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac-Santon) auf die Inntal-Decke vollzogen hat. Entweder leiten sich die Exotika von erneut (festländisch?)

erodierten Olisthostromen ab, die sich vor der Inntaldecke ablagerten, oder sie entstammen aufgearbeiteten, älteren Kreidesequenzen, die auf der Inntaldecke vor der Deckenbildung abgesetzt wurden. Da nach WEIDICH (1984 a, b, c) die Dokumentation der Sedimentation auf dem N-Teil der Lechtal-Decke an der Grenze Coniac/Santon (Profil Branderschrofen) erlischt, ist auch die Möglichkeit eines direkten Eintrages von der ostalpinen Randzone in rückwärtige, kalkalpine Bereiche (Inntal-Decke) noch vorstellbar, zumal in der Muttekopfgosau umgelagerte Mergelfetzen in der Fazies von Couches Rouges (Ob.-Santon) - vgl. Kap. 1.2.4 - auf einen Transport in Olisthostromen aus Gosau-externen Liefergebieten weisen. Auf Grund der Tatsache, daß der Prozent-Anteil (Vol.-%) der Exotika sehr gering ist ( $\ll 3\%$ ), fallweise gänzlich ausbleibt (Eiberger Gosau Kap. 1.5) und außerdem Umlagerungen durch Erosion inneralpiner Kreidesequenzen mit Exotika im Sedimentationsraum der Gosau im Gebiet von Kössen/Oberwössen (vgl. Kap. 1.7) nachgewiesen sind, wird hier die Bindung der Exotika an multiple Umlagerungsvorgänge in verschiedenen sedimentologischen Regimen vertreten. Die Problematik der Exotika muß für jedes Gosauvorkommen in seiner Abhängigkeit von der jeweiligen tektonischen Einheit separat untersucht werden. Wenn z.B. für den S-Teil der Lechtal-Decke im Cenoman der Griesbachalm Exotika nachgewiesen sind, so liegt es auf der Hand, diese im Gosauvorkommen von Brandenburg und vom Hechtsee aus ebensolchen umgelagerten Serien zu beziehen, ohne daß es notwendig wäre, Schüttungsrichtungen aus dem S anzunehmen (vgl. WEIDICH, 1984, b). Der strukturelle Bauplan der Decken in Form von Rampen bringt es mit sich, daß zu Zeiten festländischer Bedingungen - z.B. vorcenomane Emersion des N-Teils der Lechtal-Decke; vorgosauische Emersion der Inntal-Decke - Entwässerungssysteme angelegt werden, die auch das kalkalpine Rückland beliefern. Damit vollzieht sich fallweise in einem hochmobilen Ablagerungsraum eine Erosion und Umlagerung bereits abgelagerter synorogener Kreidesequenzen zu Restschottern. Diese unterliegen der lateritischen Verwitterung und erfahren durch Transportprozesse im Rahmen des sedimentären Kreislaufs eine Ausmerzung der verwitterungsanfälligen Komponenten.

Seit dem Alb tritt der subduzierende N-Rand der ostalpinen Krustenscholle - nicht-vulkanischer, randkontinentaler Bogen/Küstenkordillere - als dynamisches, nicht-statisches Grenzland (tectonic borderland, vgl. MOORE, 1969) mit ozeanischen Obduktionen und kristallin-metamorphen Schürflingen des Unterostalpins (vgl. GAUPP, 1982, 1983) dadurch in Erscheinung, daß exotische Gerölle Zugang in das kalkalpine Rückland finden. Die in dieser Arbeit dargelegten Fakten (vgl. Kap. 1) sind - insbesondere unter Berücksichtigung der sedimentologischen Befunde und des charakteristischen Baustils von orogenen, kompressiven Trögen, die eine direkte Beziehung zum Deckentektonismus und damit zur Plattentektonik haben - unvereinbar mit der Existenz eines rund 200 km breiten Streifens von Mittelostalpin. Dieses soll nach TOLLMANN (1978: Abb. 3, 1980: Abb. 5) zur Zeit der Mittelkreide das Unterostalpin (mit seinem aktiven Kontinentalrand) vom Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen) trennen. Ein so weites Auseinanderliegen des Kontinentalrandes vom oberostalpinen, kalkalpinen Rückland hätte sicherlich eine Kommunikation dieser Bereiche durch den exotischen Detritus unmöglich gemacht. Es wird der Ansicht von RICHTER, D. (1974: 92) und von GAUPP (1983: 164) gefolgt, daß zwischen den Schubfetzen und Schürflingen der Arosazone und den exotischen Geröllen der Losensteiner Schichten eine direkte genetische Abhängigkeit besteht. Darüber hinaus wird mit FUCHS (1985) die Meinung vertreten, daß südpenninische und unterostalpinen Anteile vom Kalkalpen-Nordrand durchaus auch im E-Teil der Nördlichen Kalkalpen wiederzufinden sind, z.B. in den Fenstern am Wolfgangsee (vgl. Kap. 1.9.2). Grundsätzlich erfordert die Plattentektonik auch eine weithin, über den gesamten (Kalk-)Alpenkörper verfolgbare Bewegungsbahn in der Art der Arosa-Zone, die die Hauptbewegungsbahn des Kalkalpenkörpers darstellt und an der Subduktionsprozesse ihren Fortgang nehmen.

TOLLMANN (1976 a: 399) drängt bezüglich des exotischen Materials auf "eine Unterscheidung der Herkunft der Westrandschollen aus der Arosazone oder aus dem kalkalpinen Trog...". Die internen Liefergebiete der Exotika innerhalb des Kalkalpins sind entweder von monomikter, exotischer Zusammensetzung (z.B. Mohnenfluhbrekzie - Phyllitbrekzie, AMPFERER, 1932) oder sie enthalten keine Exotika in der Geröllfraktion (Roßfeldschichten). Der paläogeographische Querschnitt zur Mittelkreidezeit zeigt außerdem vor der Decke des Kalkalpins (Oberostalpin) einen orogenen, kompressiven Trog (TOLLMANN, 1980: Abb. 5), der als Sedimentfalle fungiert hätte (barrière en creux), selbst wenn exotische Gerölle den rund 200 km breiten Streifen des Mittelostalpins überwunden hätten. Die Exotika auf dem S-Teil der Lechtal-Decke (Griesbachalm/Cenoman), also weit im oberostalpinen, kalkalpinen Rückland, sprechen gegen die paläogeographische Anordnung, wie sie von TOLLMANN vertreten wird.

Abb. 67 - 70

Paläogeographische Rekonstruktion für den Zeitraum Apt/Alb - Unt.-Santon in Abhängigkeit der großräumigen, plattentektonischen Konfiguration.

- H) Helvetikum (europäischer Schelf)
- UH) Ultrahelvetikum (S-Rand des europäischen Schelfs = Kontinentalrand)
- NP) Nordpenninikum (Flyschtrogl)
- MP) Mittelpenninikum
- SP) Südpenninikum
- UOA) Unterostalpin
- OOA) Oberostalpin
- SA) Südalpin
- KK) Kontinentale Kruste
- OK) Ozeanische Kruste

Die Darstellungen orientieren sich an den wesentlichen Aussagen von CLAR (1965); BÖGEL & SCHMIDT (1976); DIETRICH (1976); DIETRICH & FRANZ (1976); OBERHAUSER (1980); FRANK (1987).

Die Plutone im Umfeld der Periadriatischen Naht weisen ein Alter von Perm - Tertiär auf, ohne daß hier die spezielle Frage nach kretazischen Intrusivgesteinen erläutert werden kann. Gleichwohl der magmatische Gürtel seine Hauptaktivität in jungalpidischer Zeit (Tertiär) entwickelte, wurde dieser in Abb. 67 eingetragen, um den Krustenabschnitt bis zum magmatischen Gürtel als kontinentalen forearc-Bereich auszuweisen, der infolge der orogenen Aktivität mit Faltung und Deckenbildung reagiert. Generell soll Abb. 67 nur einen allgemeinen Überblick der wichtigen, plattentektonischen Elemente wiedergeben, ohne Anspruch auf chronologische Detailtreue.

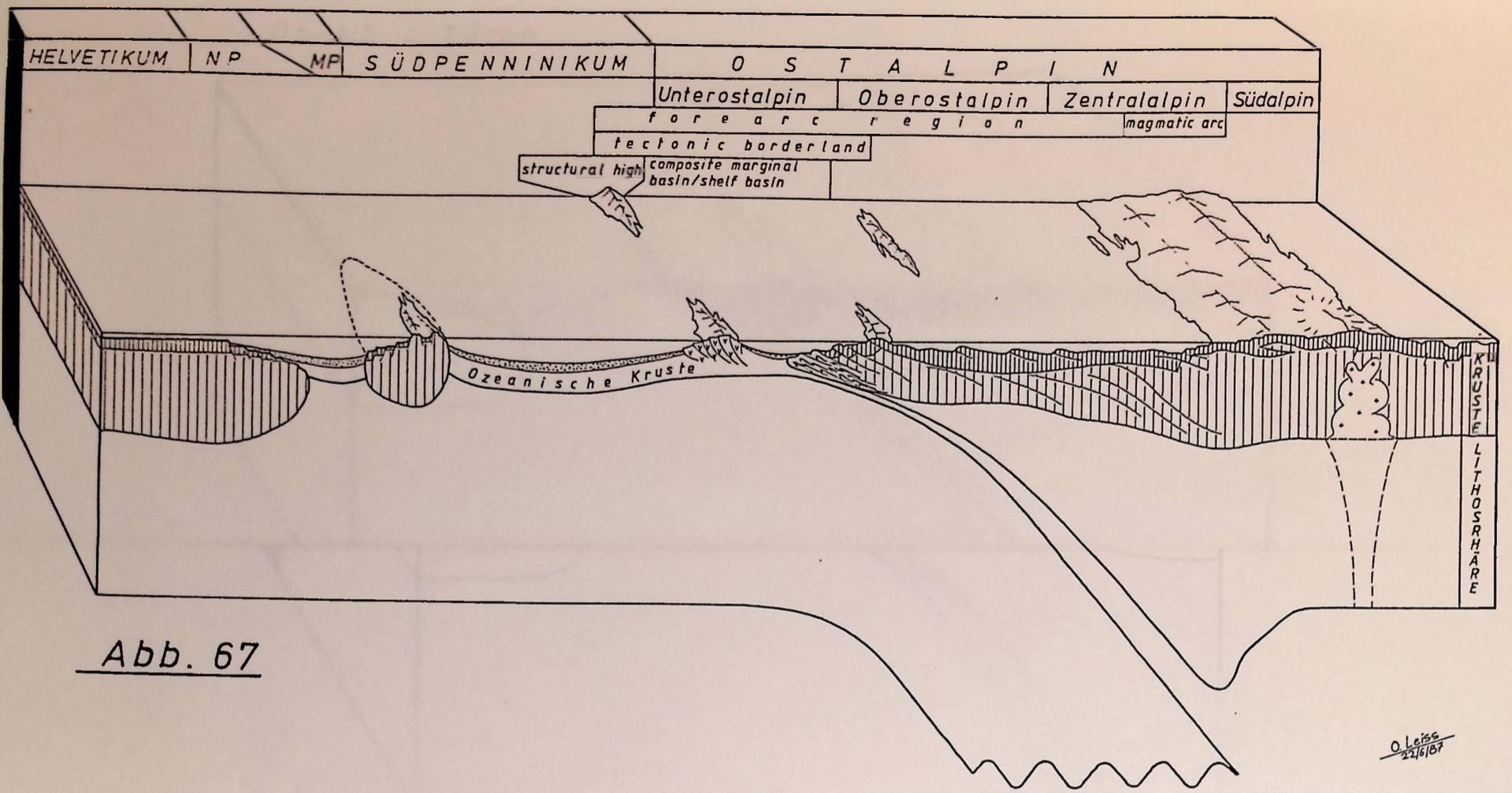
Den Raum mit den südlichsten Anteilen des Südpenninikums (outer structural high), dem Unterostalpin und den nördlichsten, oberostalpinen Anteilen umreißt man in seiner Gesamtheit am besten mit dem Begriff des kontinentalen/tektonischen Grenzlandes (continental/tectonic borderland), wie er von MOORE (1969) an Hand der geologischen Situation im NW von Niederkalifornien beispielhaft beschrieben wurde (vgl. auch STAUFFER, 1967; BLAKE & JONES, 1974; DOUGLAS & HEITMAN, 1979; FIELD & CLARKE, 1979; NARDIN, EDWARDS et al., 1979).

Es ist durchaus vorstellbar, daß sich im Zeitraum hohe Unt.- Kreide - Unt.-Santon entlang des Kontinentalrandes eine längere Küstenkordillere aus metamorphen/kristallinen Spänen, verfalteten Sedimenten und ozeanischen Obduktiten erstreckt. Diese entsendet infolge stetiger Erosion und neuer Massenanlieferung - insbesondere während der Kollision mit dem Mikrokontinent (terrane) des Mittelpenninikums (Kontinent-Kontinent-Kollision) - exotisches Geröllmaterial, wie es in den synorogenen Kreidese- dimenten an vielen Orten nachzuweisen ist.

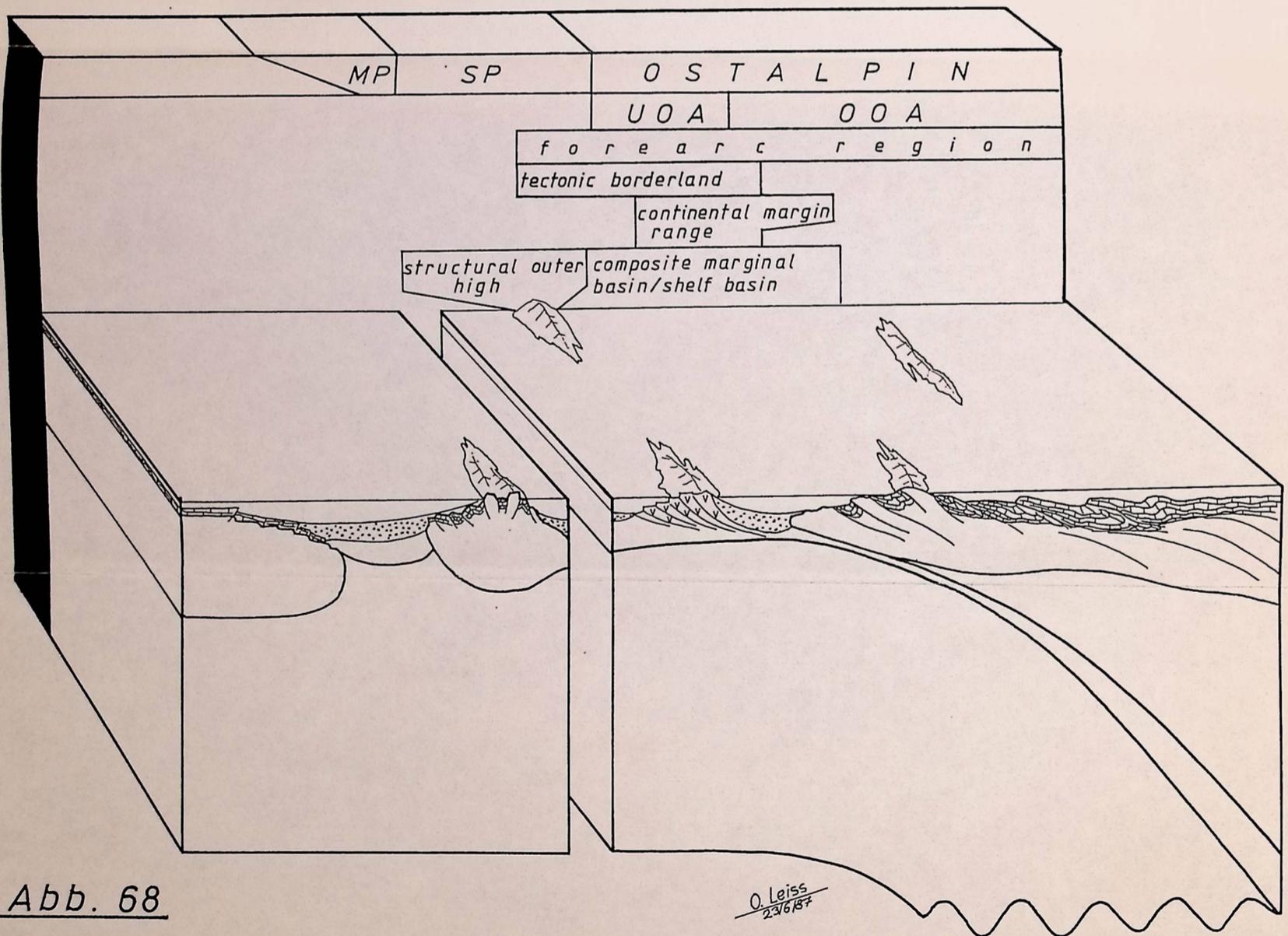
Das beschriebene Sedimentationsgeschehen läßt sich gut mit den Verhältnissen in den Karpaten vergleichen. Hier entsendet eine Kordillere, der innerkarpatische "Andrusov"-Rücken exotisches Material (z.B. paläozoische kristalline Kalke, Metagrauwacken/ Konglomerate, Trias-/Juragesteine, Urgon-Komponenten, vortrias- sische und frühkretazische Magmatite, ultramafische Obduktite) in den südl. anschließenden Manin - Depot-Raum, der gosauähnli- che Sedimente von Coniac/Santon - Maastricht aufnimmt (BIRKEN- MAJER, 1986).

Derartige Kordilleren in hochmobilen Gürteln an gestauchten Kon- tinentalländern (Subduktionstätigkeit!) wie der ultrapienidi- sche/Rumunische Rücken in den Ostalpen und der Andrusov-Rücken in den Karpaten verkörpern weniger statische Gebilde denn auf den Tektonismus dynamisch reagierende Hochzonen. Unterschiedli- che Ausbildungen von Ophiolith-Komplexen, die häufig eng mit oro- genetischen Prozessen zusammenhängen, wurden von CIRIC (1984) aus den Dinariden ausführlich beschrieben. Rudistenbiolithite im un- mittelbaren Kontakt zu dinaridischen Ophiolith-Komplexen erwähnt POLSAK (1981).

Während die Abb. 67 - 70 den großtektonischen, paläogeographi- schen Rahmen vermitteln, berücksichtigt die Abb. 71 die prinzi- piellen Strukturelemente des architektonischen Baustils des oberostalpinen Kalkalpins.



Apt - Unt.-Alb



Ob-Alb - Turon

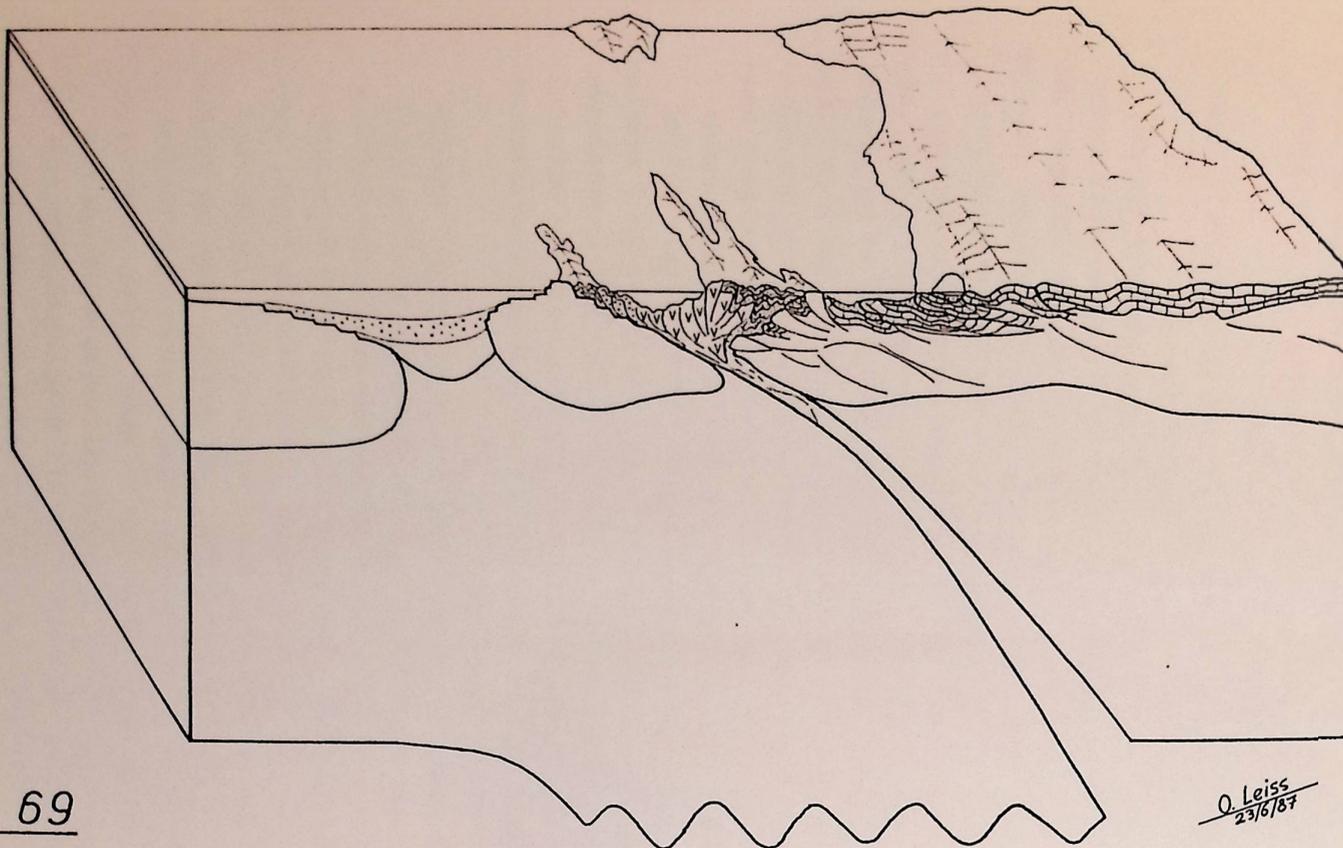


Abb. 69

O. Leiss  
23/6/87

Coniac - Unt-Santon

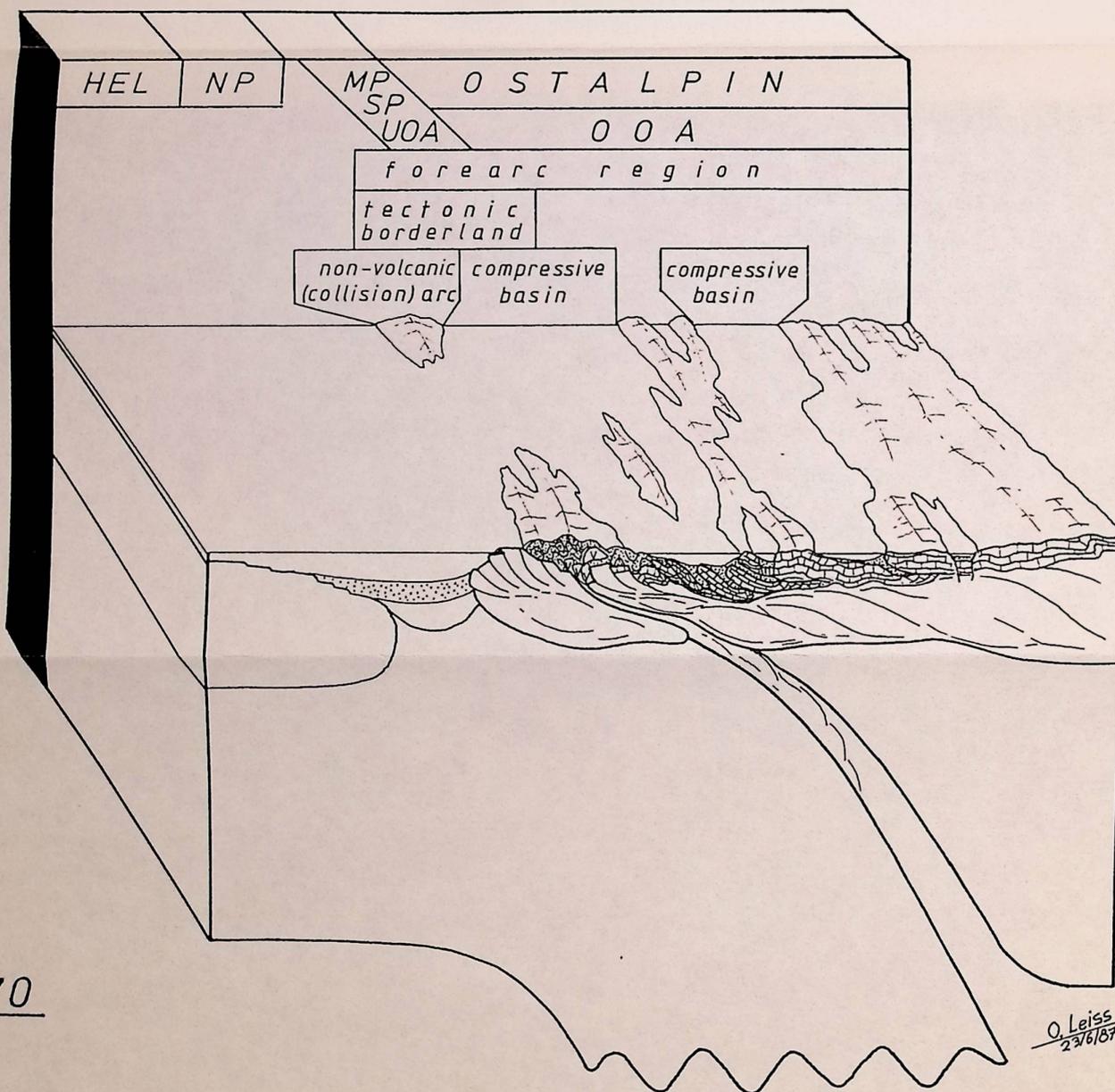


Abb. 70

O. Leiss  
23/6/87

Abb. 71

Kompressive, orogene, intrakalkalpine Tröge mit synorogener Kreidesedimentation als wesentliche Strukturelemente des architektonischen Baustils des oberostalpinen Kalkalpins.

Im Entwurf wurden einzelne Ergebnisse von DIETRICH (1976), HESSE & BUTT (1976) und BUTT & HERM (1976) übernommen.

Diese nicht-maßstäbliche, nicht-chronologische Strukturskizze zeigt modellhaft, wie Becken mit Mittelkreide- und Gosausedimenten häufig entlang den tektonischen Grenzen zwischen Schuppen und Decken positioniert sind. Die intrakalkalpinen Tröge sind entweder an Synklinalen im Vorfeld höherer Deckeneinheiten gebunden oder sie korrespondieren direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken. Die Bewegungsbahnen der Decken verkörpern listrische Flächen, die parallel zur Hauptbewegungsbahn (z.B. Arosa-Zone im W) am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle rückwärtig innerhalb des Kalkalpins verlaufen. Die orogenen Prozesse produzieren im kalkalpinen Rückland die zum Subduktionsgeschehen am aktiven Kontinentalrand analogen, tektonisch-geomorphologischen Strukturschemata (orogene Becken vor und an Bewegungsbahnen). Durch das insgesamt flache Einfallen der Bewegungsbahnen (listrische Flächen) nach S ergeben sich pultförmige Großformen mit steilen N-Flanken (= vorstoßende Deckenfronten) und flachen S-Rampen, auf denen sich der Materialtransport aus dem N in die südlichen intrakalkalpinen Depoträume mit Gosausedimentation vollzieht.

Offensichtlich stehen derartige, kompressive Tröge mit synorogener Sedimentation in ursächlichem Zusammenhang mit dem initialen Deckentektonismus. Auf die Vorgänge der Subduktion/Subfluenz am Kontinentalrand des Ostalpins, die auch eine sukzessive Einengung von N nach S im rückwärtigen Kalkalpin bewirken, reagiert die mesozoische Hüllserie des Oberostalpins (Kalkalpin) mit der Anlage weitgespannter Sättel und Mulden. Wenn im Mulden-Tiefsten die Flexur eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt, dann bedeutet dies die "Geburt" einer Decke (Ausnahme: juvavische Einheiten). Die Sedimentation wird zumeist erst dann unterbrochen (insbesondere die Gosau-Sedimentation), wenn der Trog tektonisch ausgeschaltet ist - vgl. dazu Kap. 3.8.

remnant basin  
Walserberg-  
Serie

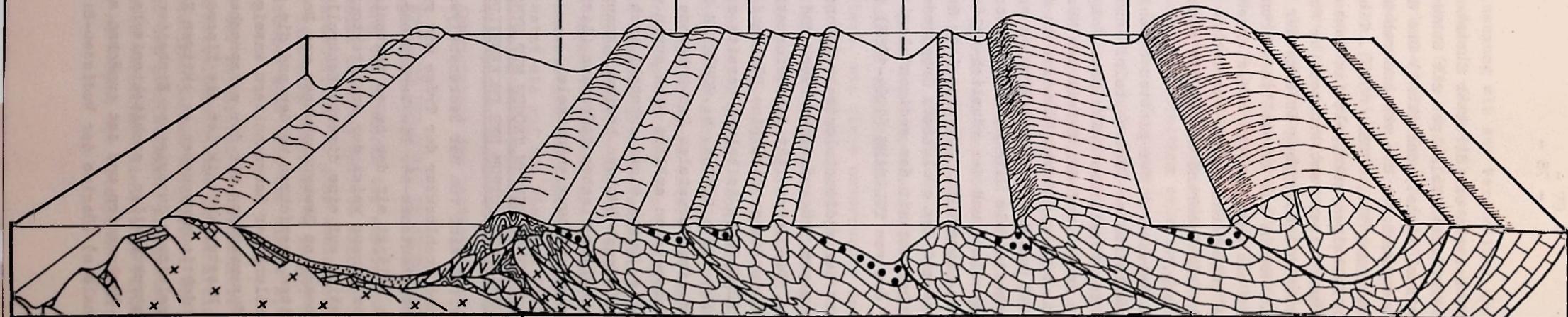
Ruhpolding  
(inneralpine  
Mittelkreide)

Reichenhall  
(Gosau)

R.-C.

Kössen  
(Gosau)

Gosau



Mittelpenninikum

Arosa-Z.

Allgäu-D.

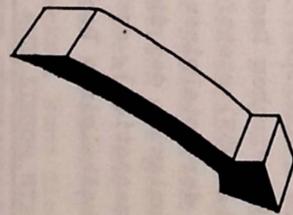
Lechtal-D.

Tirolikum

Juvavikum

Tirolikum

Lenoman-  
Randschuppe



O. Leiss  
25/6/07

Wie zuvor schon angedeutet wurde, besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der Arosa-Zone im W als Hauptbewegungsbahn der Nördlichen Kalkalpen mit Schürflingen von subduzierten Einheiten (Unterostalpin, Südpenninikum, Mittelpenninikum?) und den Exotika der Losensteiner Schichten - z.B. auf der Cenomanrandschuppe, die von anderen Autoren dem Unterostalpin zugeschlagen wird (RICHTER, D., 1974; GWINNER, 1978; FUCHS, 1985). Diese sind nicht unmittelbar an die Bewegungsbahn der Nördlichen Kalkalpen gekoppelt (im Gegensatz zu den exotischen Schollen der Arosa-Zone), sondern entstammen "einer Festlandszone am Nordrand der ostalpinen Großeinheit, die möglicherweise durch basale Anschoppung infolge der Subduktionstätigkeit über Erosionsniveau gehoben wurde und die sowohl aus kristallinem Grundgebirge mit permo-mesozoischer Sedimentauflage des Unterostalpin als auch aus (?) obduzierten ozeanischem Krustenmaterial bestand" (GAUPP, 1983: 165). Die Größenabnahme der exotischen Komponenten und die zunehmende Verrundung dieser vom nördlichen Kalkalpenrand bis in die rückwärtigen Gosau-Tröge bestätigen den sedimentologischen Zusammenhang.

In neuerer Zeit mehrt sich das Interesse an der plattentektonischen, geomorphologischen Konfiguration des ostalpinen Kontinentalrandes (Unterostalpin und Südpenninische Späne) und der daran gekoppelten Bewegungsbahn der Nördlichen Kalkalpen. Folgerichtig übertrug FUCHS (1985) eine derartige Zone - Arosa-Zone im W - auf den E-Teil der Nördlichen Kalkalpen, der eine stärkere Einengung als der W-Teil erfuhr. Starke Hinweise in diese Richtung liegen mit der Walserberg-Serie (vgl. Kap. 1.8.4) und dem Intrusiv-Komplex von Vitz-am-Berg (vgl. Kap. 1.9.2) nach der traditionellen Interpretation als Ultrahelvetikum vor, wobei der Intrusiv-Komplex von der plattentektonischen Vorstellung und der räumlich-paläogeographischen Beziehung besser und logischer als südpenninisches Element anzusprechen ist. Selbst diese Vorstellungen von FUCHS (1985) lassen sich zwanglos mit dem evolutiven Orogenesemodell von FRANK (1987) verbinden, dem auf Grund seiner Vereinbarkeit mit dem sedimentologisch-faziellen Befund und seiner größeren Flexibilität gegenüber dem von TOLLMANN (1964-1987) in dieser Arbeit der Vorzug gegeben wird.

Mit FRANKs Konzept steht insofern der sedimentologische Befund der synorogenen Sedimente damit in Einklang, daß die kompressiven, rückwärtigen Tröge und Mulden durch den Platten- und Deckentektonismus induziert sind. Die Intensität der Deformation und das Alter der synorogenen Kreidesedimente nimmt nach S ins innerkalkalpine Rückland ab. Diese Regel bleibt unberührt von der Tatsache, daß im E der Nördlichen Kalkalpen bereits zur Zeit Ob.-Jura - Unt.-Kreide (FAUPL & TOLLMANN, 1979; TOLLMANN, 1981, 1987 a, b; SCHÄFFER & STEIGER, 1986) Eingleitprozesse von juvavischen Decken auf Grund einer krustalen Schwächezone ("Tethys Suture zone" DECKER et al. 1987) stattfanden. Die Kompression erklärt sich durch die Subduktionstätigkeit am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle. Durch diese entsteht auch ein an der Oberfläche wirksamer Tektonismus, der die Anlage von (Stauch-)Mulden bedingt (kompressive Tröge mit synorogener Sedimentation), aus denen sich entlang flacher Störungen (listrische Bewegungsbahnen der Decken) die kalkalpinen Decken durch Unterschiebung entwickeln.

### 3.8 EIN MODELL ZUR ENTSTEHUNG VON KOMPRESSIVEN TRÖGEN MIT SYNOROGENER SEDIMENTATION: DIE INTRA-KALKALPINEN TRÖGE ALS URSPRUNG UND ZENTRUM DER DECKENBILDUNG DURCH UNTERSCHIEBUNG (Abb. 72)

Das hier vorgestellte Modell leitet sich von der Beckenanalyse der untersuchten (Cenoman-)/Gosauvorkommen, der Geometrie und Architektur der Tröge mit synorogener Sedimentation und den modernen Erkenntnissen der Plattentektonik ab. Die Verbindung der sedimentologischen Phänomene mit der Platten-/Deckentektonik gelingt mit dem neuen tektonischen Konzept von FRANK (1987) in überraschender Weise. Darüber hinaus weist der architektonische Bauplan der kompressiven Tröge mit synorogener Sedimentation auf eine direkte Kontrolle durch den Deckentektonismus. Wenn heute Cenoman-/Gosau-Vorkommen an Bewegungsbahnen von Decken gekoppelt sind, diese im S von höheren tektonischen Einheiten überfahren werden und die gravitativen Sedimente (debris flow, Olisthostrom) eine Versteilung der Hangschultern anzeigen, dann steht die strukturelle Anlage von Decken im direkten Zusammenhang mit der entsprechenden Sedimentation.

Nach den Gesetzmäßigkeiten der Plattentektonik ist die Kinematik der Decken an Unterschiebungsprozesse - entsprechend dem Subduktionsgeschehen am aktiven Kontinentalrand - gebunden. Eine Ausnahme hiervon stellt die Eingleitung juvavischer Einheiten auf Grund der Krusteninhomogenität dar. Der Ursprungsort der strukturellen, architektonischen Anlage des späteren Deckenbaus liegt im N vor der zukünftigen Deckenstirn und ist zunächst an eine kompressive Einmündung - mit korrespondierender Antiklinale(n) (Regime der Rudisten-Biolithithe!) - gebunden. Diese

erfährt eine zunehmende Einengung mit der Versteilung der Trogschultern, so daß hieraus eine synorogene Sedimentation - debris flow/Olisthostrom: Hohe Licht (Kap. 1.1), Muttekopf (Kap.1.2), Brandenburg (Kap. 1.4), Eiberg (Kap. 1.5), Bad Reichenhall/Salzburg (Kap. 1.8), Gosau (Kap.1.10); außerdem das Cenoman der Griesbachalm (Kap. 1.2.3.1) - entspringt. Die Geometrie der Mulden verkörpert bezüglich der Sedimentologie und der Faziesverteilung exakt das architektonische Bild, das HERTWECK (1961: Abb. 3) bei der schematischen Darstellung der tektonischen Entwicklung der voralpinen Decken in den niederösterreichischen Kalkalpen zeichnet.

Die asymmetrischen Mulden besitzen einen langen, rampenförmigen, flachen, nach S einfallenden N-Schenkel, welcher primär den Charakter der Sedimentation bestimmt, und einen kurzen, steilen S-Abhang. Dieser übernimmt die Funktion einer Deckenstirn der nächst höheren Einheit, wenn im Zuge steigender Kompression im Mulden-Tiefsten die Flexur eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt. Derartige Mulden gehorchen dem Grundprinzip der Deckenlehre, "daß die Decken aus abgerissenen Schollen hervorgehen, also rein tektonischen Ursprungs sind" (HERTWECK, 1961: 61). Bis zu ihrer tektonischen Ausschaltung erhalten diese Mulden eine Beschickung mit synorogenen Gosausedimenten. Das flache Störungssystem im Muldenzentrum verkörpert die zukünftige Bewegungsbahn der Decke, an der die nördliche, tiefere Einheit unter die südliche, höhere Einheit (Scholle/Decke) gleitet. Somit stellt die Bewegungsfläche eine listrische Fläche dar, die innerhalb der sedimentären Hüllserie des Oberostalpins Ausdruck der Kompression ist, die von den Vorgängen der Subduktion/Subfluenz im Untergrund hervorgerufen wird. Vermutlich artikuliert sich das Stadium der Abscherung mit Olistholithen und Olisthostromen. Hält der Vorgang der Unterschiebung weiterhin an, wird der kompressive Trog mit seiner synorogenen Sedimentauffüllung (Cenoman, Gosau) phänomenologisch von der höheren Einheit "überfahren". Der hier geschilderte Ablauf mag auch der Grund sein, warum die Gosauvorkommen in der tiefen Gosau (Coniac-Santon) streng an Becken gebunden sind und niemals in der Form eines faziell einheitlich ausgebildeten "Teppichs"  $\pm$  entlang einer Bewegungsbahn ausgebildet sind, wie es bei den Vorgängen der Überschiebung und der Eingleitung zu erwarten wäre.

Es ist in der Tat überraschend, wie viele untersuchte Gosau-Vorkommen eine Übereinstimmung mit dem geschilderten Modell aufweisen: Hohe Licht (Kap. 1.1), Muttekopf (Kap. 1.2), Brandenburg (Kap. 1.4), Eiberg (Kap. 1.5), Bad Reichenhall/Salzburg (Kap. 1.8), Gosau (Kap. 1.10); außerdem das Cenoman der Griesbachalm (Kap. 1.2.3.1). Damit steht der sedimentologisch-fazielle Befund im direkten Einklang mit den durch die Plattentektonik induzierten Vorgängen als Reaktion auf die zunehmende Raumverengung. Die Eingleitung der juvavischen Decken wird als Sonderfall auf Grund der eklatanten Krusteninhomogenität ("Tethys Suture zone", DECKER et al., 1987) angesehen. Unabhängig von dieser Tatsache unterliegt der W-Teil wie der E-Teil einem Deformations-Schema, das seinen Ursprung vom Rand des Ostalpins nimmt und sich nachfolgend in die südlichen, rückwärtigen Areale (oberostalpinen Kalkalpin) ausweitet. Der Deckentektonismus schreibt so mit einer Zeitverschiebung weiter nach S, wobei sich offensichtlich die großräumigen, sedimentologisch-faziellen Verhältnisse auf den Decken, z.B. auf der Lechtal- und der Inntal-Decke, gleichen. Da die Dokumentation der Sedimentation auf den höheren Stockwerken (z.B. Inntal-Decke) erst später einsetzt als auf den tieferen (z.B. Lechtal-Decke), kann dieser Sachverhalt in Anlehnung an sedimentologische Prinzipien als ein diachrones Übergreifen der Faltung und des hieraus resultierenden Deckentektonismus - mit der großräumigen Fazies-Gleichheit bei einer Zeitverschiebung in Abhängigkeit der tektonischen Position - bezeichnet werden.

### 3.9 ZUSAMMENFASSUNG: DIE STELLUNG DER GOSAU IM GROSSTEKTONISCHEN RAHMEN

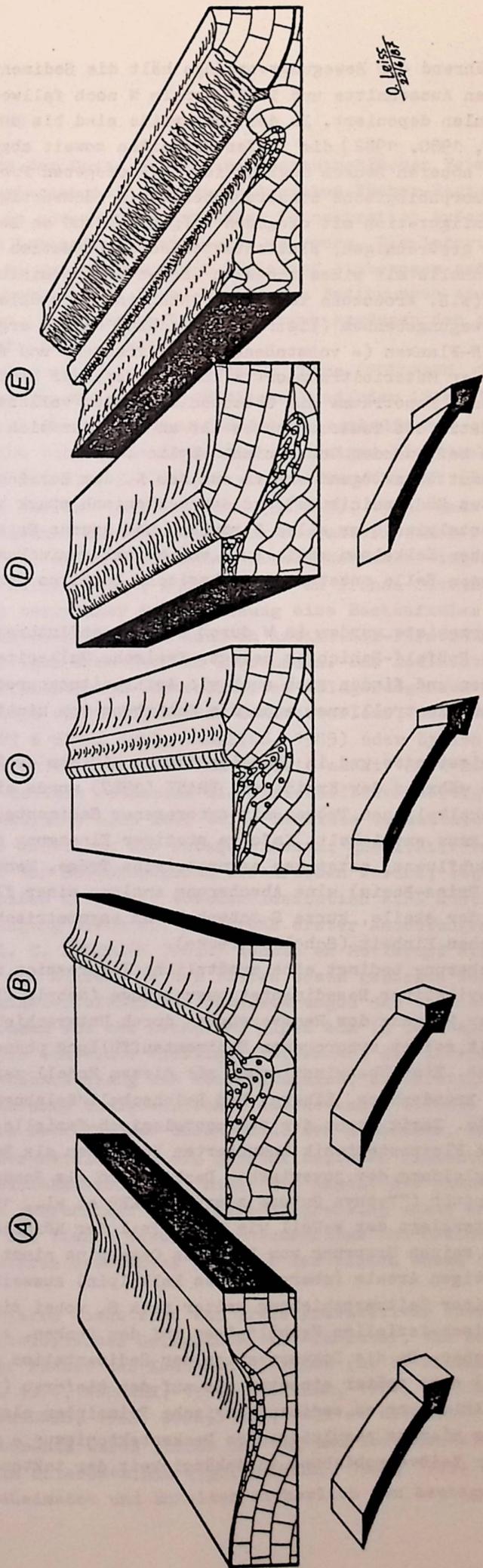
Wesentlich für die Gestaltung des N-Randes der ostalpinen Krustenscholle ist die Umwandlung des passiven Kontinentalrandes in einen aktiven während der Unterkreide. Hierbei werden weite Bereiche des Unter- und Oberostalpins in eine kontinentale forearc-Entwicklung einbezogen. Dort entstehen im Zuge der Einengung kompressive Tröge, die entweder an Synklinalen im Vorfeld der höheren Decken gebunden sind oder die direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken korrespondieren.

Der mesozoischen Hüllserie der ostalpinen Krustenscholle (Kalkalpin) wird im Laufe der Subduktion des Südpenninikums/Mittelpenninikums in der Kreide bei anhaltender Einengung der strukturelle Bauplan der heutigen Decken aufgeprägt. Die Deckenbildung beruht auf Unterschiebungsvorgängen entsprechend den großräumigen, plattentektonischen Vorstellungen. Die Bewegungsbahnen der kalkalpinen Decken verkörpern listrische Flächen, die parallel zur Hauptbewegungsbahn (z.B. Arosazone im W) am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle rückwärtig innerhalb des

Abb. 72

Die 5 schematischen Blockskizzen (A - E) zeigen die Entstehung von kompressiven Trögen mit synorogener Sedimentation. Die Tröge sind Ursprungsort sowie Zentrum der Deckenbildung. Die heutige Situation (E) stellt den geologischen Rahmen dar, wie er etwa für das Cenoman der Griesbachalm und die meisten untersuchten Gosauvorkommen (Kap. 1) gilt. Die sedimentologisch-faziellen Studien (Kap. 1) belegen den asymmetrischen Bau der kompressiven, intrakalkalpinen Mulden mit einem langen, rampenförmigen, flachen N-Schenkel, welcher primär den Charakter der Sedimentation bestimmt, und einem kurzen, steilen flexurartigen S-Schenkel (A). Dieser übernimmt die Funktion einer Deckenstirn, wenn im Zuge steigender Kompression im Mulden-Tiefsten die Flexur eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt. Vermutlich artikuliert sich das Stadium der Abscherung mit Olisthstromen und Olistholithen. Durch den Vorgang der Unterschiebung wird der orogene Trog mit seiner synorogenen Sedimentauffüllung (z.B. Gosau) phänomenologisch von der höheren Einheit "überfahren".

0.10/107



Kalkalpins verlaufen. Während der Bewegungsvorgänge hält die Sedimentation an und es werden auf den jeweiligen Decken Ausschnitte und Teile der im N noch fallweise die Unt.-Mittelkreide durchlaufenden Profilsäulen deponiert. In der Oberkreide sind bis auf einige Teile ("cenomane" Randschuppe, vgl. GAUPP, 1980, 1982) die tiefen Einheiten soweit abgedeckt, daß die Sedimentation nur noch auf den höheren Decken möglich ist. Die orogenen Prozesse im Untergrund produzieren tektonisch-geomorphologische Strukturschemata im rückwärtigen Kalkalpin (Oberostalpin), die in ihrer Konfiguration mit orogenen Trögen vor und an Bewegungsbahnen der Decken ein analoges Abbild der großräumigen, plattentektonischen Situation im Bereich der Randzone der ostalpinen Krustenscholle mit einem orogenen Becken (Südpenninikum) vor der subduzierenden Hauptbewegungsbahn (z.B. Arosazone im W) des Ostalpins darstellen. Durch das insgesamt flache Einfallen der Bewegungsbahnen (listrische Flächen) nach S ergeben sich pultförmige Großformen mit steilen N-Flanken (= vorstoßende Deckenfronten) und flachen, südgerichteten Rampen, auf denen sich der Materialtransport - insbesondere der Exotika - aus dem N in die südlichen intrakalkalpinen Depoträume mit Gosasedimentation vollzieht.

Ein Beitrag zur Problematik des Tauernzuschubs ist an Hand der sich in der rückwärtigen, intrakalkalpinen Position befindenden Gosau nicht möglich.

Exotisches Material stammt überwiegend extern aus dem N, dem Bereich des Subduktionskomplexes (ozeanisches Material des Südpenninikums) und dem tektonisch stark beanspruchten Kontinentalrand-Bereich des Unterostalpins (vor allem Verrucano und saures Kristallin), wobei dieses Material im W der Nördlichen Kalkalpen evtl. auch vom Mittelpenninikum (in der Muttekopf-Gosau?) abzuleiten ist - in diesem Falle entstammt der basische Detritus dem Restbecken (remnant basin) des Südpenninikums.

Interne Kristallinliefergebiete werden im W durch die Mohnenflubbrekzie (Lechtaler Kreideschiefer) und im E durch die Roßfeld-Schichten belegt. Basische Vulkanite sind auch im permischen Haselgebirge nachgewiesen und finden sich auch als Aufarbeitungsprodukte in der Gosau. Externe und interne Liefergebiete kontrollieren auch die Schüttung von nicht-kristallinen exotischen Urgongeröllen.

Auf Grund dieses Kenntnisstandes und in Übereinstimmung mit dem evolutiven Orogenese-Konzept der ostalpinen Elemente während der Kreide von FRANK (1987) wurde ein Modell zur Entstehung von kompressiven, intrakalkalpinen Trögen mit synorogener Sedimentation in Abhängigkeit des initialen Deckentektonismus entwickelt. Infolge stetiger Einengung durch Prozesse der Unterschiebung (Subduktion/Subfluenz) entstehen asymmetrische Tröge. Wenn dort im Mulden-Tiefsten die Flexur (kalkalpine Trias-Basis) eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt, dann manifestiert sich der steile, kurze S-Schenkel der asymmetrischen Mulde als Stirn einer neuen höheren tektonischen Einheit (Scholle, Decke).

Dieser Vorgang der Abscherung bedingt eine zusätzliche Kompression und äußert sich in vielen Gosabecken in Form gravitativer Resedimentationsvorgänge (debris flow, Olisthostrome mit Olistholithen). Hält der Vorgang der Raumverengung durch Unterschiebungsprozesse an, wird der kompressive Trog mit seiner synorogenen Sedimentauffüllung phänomenologisch von der höheren Einheit "überfahren". Eine Übereinstimmung mit diesem Modell zeigen die Gosau-Vorkommen: Hohe Licht, Muttekopf, Brandenburg, Eiberg, Bad Reichenhall/Salzburg, Gosau; außerdem das Cenoman der Griesbachalm. Damit steht der sedimentologisch-fazielle Befund im direkten Einklang mit den durch die Plattentektonik induzierten Vorgängen als Reaktion auf die zunehmende Raumverengung. Die Eingleitung der juvavischen Decken wird als Sonderfall auf Grund der eklatanten Krusteninhomogenität ("Tethys Suture zone", DECKER et al., 1987) angesehen. Unabhängig von dieser Tatsache unterliegt der W-Teil wie der E-Teil der Nördlichen Kalkalpen einem Deformations-Schema, das seinen Ursprung vom Rand des Ostalpins nimmt und sich nachfolgend in die südlichen, rückwärtigen Areale (oberstalpinen Kalkalpin) ausweitet. Der Deckentektonismus schreitet so mit einer Zeitverschiebung weiter nach S, wobei sich offensichtlich die großräumigen, sedimentologisch-faziellen Verhältnisse auf den Decken, z.B. auf der Lechtal- und der Inntal-Decke, gleichen. Da die Dokumentation der Sedimentation auf den höheren Stockwerken (z.B. Inntal-Decke) erst später einsetzt als auf den tieferen (z.B. Lechtal-Decke), kann dieser Sachverhalt in Anlehnung an sedimentologische Prinzipien als ein diachrones Übergreifen der Faltung und des hieraus resultierenden Deckentektonismus - mit der großräumigen Fazies-Gleichheit bei einer Zeitverschiebung in Abhängigkeit der tektonischen Position - bezeichnet werden.

#### 4. ZUSAMMENFASSUNG

Die Dokumentation der Gosau beginnt mit parautochthonen Verwitterungsbrekzien und terrigenen, klastischen Abfolgen des alluvialen Fächer-Regims. Dabei enthalten die Basalserien in unterschiedlich hoher Konzentration Aufarbeitungsprodukte eines abgetragenen Latosols/lateritischen caprocks. Die lateritisch-bauxitischen Produkte werden in den sedimentären Kreislauf einbezogen und erfahren mancherorts eine Anreicherung, die unter bestimmten Bedingungen eine Reifung zum echten Bauxit ermöglicht. Analytische Untersuchungen ergänzen den sedimentologischen so wie den (mikro-)faziellen Befund.

Schon rasch erfolgt nach der mediterranen Phase (TOLLMANN, 1986: Tab. 4) im Coniac die Ingression des Meeres aus nördlichen und/oder lateralen Richtungen. Es entstehen ausgedehnte Bereiche eines Seichtwasserschelfs mit oszillierenden Küstensäumen, wobei eine biogen-karbonatische - terrigen-klastische Mischsedimentation vorherrscht. Die Rudisten-Biolithite wie cluster/thicket (KAUFFMANN & SOHL, 1974), insbesondere die Barriereriff-Komplexe (HÖFLING, 1985) und die näher erläuterten Radiolitiden-mudmounds sind der Ausdruck charakteristischer ökologischer Verhältnisse im Rahmen der durch die Platten-/Deckentektonik vorgezeichneten Paläogeographie. Jedoch differenziert sich bereits im frühen Stadium neben der seichtmarinen Fazies mit terrigener Beeinflussung eine Beckenfazies in Intraplattform-Trögen. Die Rudisten-Biolithite sind an Antiklinal-Firste und Deckenfronten der höchsten rückwärtigen Einheiten im S gebunden. Das sedimentologisch-fazielle Geschehen im geomorphologisch kontrollierten Ablagerungsraum nach der WALTHERschen Faziesregel bedingt einen diachronen Schichtverlauf, der (tektonisch kontrollierte?) Phasen (BUTT & HERM, 1978; WAGREICH, 1985) oder Zyklen (HERM, 1981) im Zuge einer unidirektionalen Transgression unnötig macht. Erst mit der transgressiven Überwindung des Reliefs erlöschen die Faziesdifferenzierungen und es stellt sich in der hohen Oberkreide eine über weite Bereiche einheitliche Mergelsedimentation ein. Das häufige Auftreten von subaquatischen, gravitativ verfrachteten Sedimenten, die an Hand der Muttekopfgosau beschrieben werden, legt den Schluß nahe, daß die intrakalkalpinen Tröge mit Gosasedimentation eine kontinuierliche, nichtphasenhafte Einengung erfuhren. Auf Grund erster Andeutungen und Hinweise von Herrn cand. geol. T. EUTEBACH (Köln) konnte am Muttekopf erstmals im kleinen Umfang eine Mega- und Mikrofauna der tiefen Gosau geborgen werden.

Die sedimentologisch-biofaziellen Untersuchungen der basalen Gosau in allen wichtigen Gosauvorkommen von den Lechtaler Alpen bis in das Salzkammergut erlauben eine Beckenanalyse einzelner wichtiger Vorkommen, die ihrerseits die Arbeitsgrundlage für die Entschlüsselung des überregionalen, strukturellen Bauplans der Depoträume mit der Aufnahme tiefgosauischer Ablagerungen bildet. Der lithologisch auffällige exotische Detritus der Gosau wurde dem cenomanen, intrakalkalpiner Kreideserien gegenübergestellt und die großtektonischen Rahmenbedingungen der einzelnen orogenen Kreide-Entwicklungen unter dem Aspekt der plattentektonisch-orogentischen Prozesse betrachtet. Durch diese Abgrenzung wurde es möglich, wichtige Charakteristika der tiefen Gosau herauszuarbeiten und erstmals ein verlässliches Bild des sedimentären Geschehens zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac - Santon) zu erstellen.

Bereits in der tiefen Gosau wird auf Grund gravitativer Massentransporte mancherorts ein sedimentologisches Gefügeinventar erkennbar, wie es aus der proximalen Fazies submariner Fächer des Kontinentalrandes (z. B. STANLEY & UNRUG, 1972; NELSON & NILSEN, 1974; NORMARK, 1974; WHITAKER, 1974; MIDDLETON, 1978; BOUMA, 1979; DOTT & BOURGEOIS, 1982; COOK, 1983; COOK et al. 1983) beschrieben wurde. Derartige Environments waren jedoch nur auf dem Kontinentalhang der ostalpinen Krustenscholle im Unterostalpin (vgl. HÄUSLER, 1983, 1987) und im angrenzenden Südpenninikum beheimatet und ähnelten sicherlich den heutigen Verhältnissen des

tektonischen Grenzlandes von Kalifornien (vgl. STAUFFER, 1967; MOORE, 1969; BLAKE & JONES, 1974; DOUGLAS & HEITMAN, 1979; FIELD & CLARKE, 1979; NARDIN, EDWARDS et al. 1979). Für den Depot-Raum der gosauischen Sedimente im rückwärtigen Kalkalpin (Oberostalpin) ist eine Kontinentalhang-Position auszuschließen und es gelten für die Gosau prinzipiell andere großtektonisch-fazielle Rahmenbedingungen.

Nachdem weite Bereiche des Unter- und Oberostalpins in eine kontinentale forearc-Entwicklung einbezogen werden, entstehen dort im Zuge der orogenen Einengung kompressive Tröge, die entweder an Synklinalen im Vorfeld der höheren, kalkalpinen Decken gebunden sind oder die direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken korrespondieren. Das tektonisch-geomorphologische Strukturschema im rückwärtigen Kalkalpin (Unter-/Oberostalpin) mit orogenen Trögen vor und an Decken-Bewegungsbahnen entspricht der analogen, großdimensionalen, plattentektonischen, geomorphologischen Konfiguration am aktiven Kontinentalrand des Ostalpins mit einem Randbecken (marginal basin/remnant basin?) des Südpenninikums vor der subduzierenden Hauptbewegungsbahn - z.B. Arosazone im W mit Fortsetzung nach E (z.B. im Wolfgangseefenster; vgl. geol. Kt. FUCHS, 1985) - des Ostalpins mit seinen Kalkalpen. Durch das insgesamt flache S-Einfallen der Bewegungsbahnen der kalkalpinen Decken (Unterschiebungen entlang den listrischen Flächen), die parallel zur subduzierenden Hauptbewegungsbahn der Kalkalpen verlaufen, ergeben sich pultförmige Großformen mit steilen N-Flanken (vorstoßende, höhere Deckenfronten) und flachen, südgerichteten Rampen (tiefere tektonische Einheiten), auf denen sich der Materialtransport - insbesondere der Exotika - aus dem N in die südlichen intrakalkalpinen Depot-Räume mit Gosasedimentation vollzieht.

Auf Grund des gewonnenen Kenntnisstandes durch die Beckenanalyse und in Übereinstimmung mit dem evolutiven Orogenese-Konzept von FRANK (1987) wurde ein Modell zur Entstehung von kompressiven, intrakalkalpinen Trögen mit synorogener Sedimentation in Abhängigkeit des initialen Deckentektonismus entwickelt. Infolge stetiger Einengung durch Prozesse der Unterschiebung entstehen asymmetrische Tröge. Wenn dort im Mulden-Tiefsten die Flexur (kalkalpiner Untergrund) eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt, dann manifestiert sich der steile kurze S-Schenkel der asymmetrischen Mulde als Stirn einer neuen höheren tektonischen Einheit. Die Abscherung bedingt eine weitere Einengung, wobei die synorogene Sedimentation (debris flow, Olisthostrom) bis zur tektonischen Ausschaltung (phänomenologische "Überfahrun" durch die höhere Einheit) anhält. Die schon früh erfolgte Eingleitung der juvavischen Decken wird als Sonderfall auf Grund der eklatanten Krusteninhomogenität (DECKER et al. 1987) angesehen. Unabhängig von dieser Tatsache unterliegt der W-Teil wie der E-Teil der Nördlichen Kalkalpen einen Deformations-Schema, das seinen Ursprung vom Rand des Ostalpins nimmt und sich nachfolgend in die südlichen, rückwärtigen Areale (oberostalpinen Kalkalpin) ausweitet. Der Deckentektonismus schreitet so mit einer Zeitverschiebung weiter nach S voran, wobei sich offensichtlich die großräumigen, sedimentologisch-faziellen Verhältnisse auf den Decken, z.B. auf der Lechtal- und der Inntal-Decke, gleichen. Dies entspricht einem diachronen Übergreifen der Faltung und des hieraus resultierenden Deckentektonismus von N nach S.

"Kein Leben ist so reich, daß es durch die Kunst nicht reicher werden könnte, keines so arm, daß für die Kunst darin kein Raum wäre".

Offener Brief (1906) an das Unterrichtsministerium (Wien), Mitunterzeichner

G. KLIMT.

LITERATUR

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and Olistoliths. - Sed. Geol., 4: 521-557, 25 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. - Sedimentology, 5: 89-191, Amsterdam.
- AMICO, A. (1978): Recherches sur la structure du test des Radiolitides. - Trav.Labor.Géol. histor.Paléont. Univ. Provence, 8:131 S., 14 Abb., 11 Tab., 31 Taf., Marseille.
- AMPFERER, O. (1908): Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. - Jb. Geol. R.-A., 58: 281-304, 11 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs - Jb.K.u.K.geol.R.-A. (1912), 62 (2): 289-310, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- AMPFERER, O. (1916): Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosau-Schichten. - Jahrb. Geol. R.-A., 66 (1): 137-138, 10 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1918): Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. - Dkschr.Akad.Wiss. Wien, math.-natw.Kl., 96:1-56, 81 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1921): Ueber die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseertales in Tirol. - Jb.Geol.Staatsanst., 71: 149-158, 5 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1925a): Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkenntnis der Gebirgsverschiebungen. - Jb. Geol. B.-A., 24 (1924): 117-134, 5 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1925b): Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. - Jb. Geol. B.-A., 24 (1924): 35-74, 24 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1930): Beiträge zur Geologie der Muttekopf Gosau. - Verh.Geol. B.-A., 8: 181-196, 9 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. - Geol. B.-A., 131 S., 54 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. - Geol. B.-A., 122 S., 26 farb. Abb., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.(1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. - Jb. Geol. R.-A. Wien, 59: 289-332, 28 Abb., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.(1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1:75 000, Bl. 5047, Innsbruck und Achensee. - Geol. B.-A., 108 S., Wien.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 148: 50-137, 12 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- BAGNOLD, R.A. (1956): The flow of cohesionless grains in fluids. - Royal Soc. London Philos. Trans., 249: 235-297, London.
- BALLANCE, P.F. (1984): Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine Cenozoic Simmler Formation, Central California. - Sediment. Geol., 38: 337-359, 16 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- BARDOSSY, G. (1964): Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950. - Akad.Yougosl.Sci.Arts, Symp.sur les Bauxites, Oxides et Hydroxydes d'Aluminium 1963: 31-50, 4 Abb., 3 Tab., Zagreb.
- BARDOSSY, G. (1982): Karst bauxites - Bauxite deposits on carbonate rocks. - Dev.Econ.Geol., 14: 441 S., 180 Abb., 21 Farbf., 8 Beil., Amsterdam (Elsevier).
- BEAUVAIS, M. (1982): Révision systématique des Madréporaires des couches de Gosau (Crétacé supérieur, Autriche). - I: Introduction, Sous-Ordre des ARCHAEOCOENIINA, Sous-Ordre des ASTROCOEINA, Sous-Ordre des MEANDRIINA, Sous-Ordre des CARYOPHYLLIINA. - 256 S., Tab.1-6, II. Sous-Ordre des FUNGIINA. - 277 S., Tab. 14, III: Sous-Ordre des HETEROCOENIINA, Sous-Classe des OCTOCORALLIA, Conclusions, Gisements, Index. - 71 Taf., IV: Atlas photographique, - 71 Taf., V: Atlas - Figures. - 131 Abb. - Trav. Paléont. Invertebr. Univ. P. & M. CURIE, Paris.
- BERTHIER, F. (1821): Analyse de l'alumine hydratée des Baux, département des Bouches du Rhône. - Ann. Mines, 6: 531-534, Paris.
- BHATTACHARYYA, D.P. & KAKIMOTO, P.K. (1982): Origin of ferriferous ooids: an SEM study of ironstone ooids and bauxite pisoids. - J.Sed.Petrol., 52(3): 849-857, 5 Abb., Tulsa.
- BILOTTE, M. (1982): Quelques biotopes à rudistes pendant le Crétacé Supérieur, exemples Pyrénées. - C.R. 106<sup>e</sup> Congr.nat.Soc.sav., Perignan 1981(I): 167-175, 1 Abb., 2 Tab., Paris.
- BIRKENMAYER, K. (1986): Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. - Stud.Geol.Polonica, 88: 7 - 32, 5 Abb., Warschau.
- BLAKE, M.C. & JONES, D.L. (1974): Origin of Franciscan Melanges in Northern California. - in: DOTT, R.H. jr. & SHAVER, R.H. (Hrsg.): Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. - SEPM Spec.Publ., 19: 345-357, 1 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. - Geol. Soc. America Bull., 65: 175-190, 6 Abb., 2 Taf., New York.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. - 231 S., 101 Abb., 9 Tab., 4 Taf., 2 Falttaf., Thun (Ott).

- BOHADSCH, J. (1782): Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahre 1763 unternommene Reise nach dem oberösterreichischen Salzkammergut. - Abh. Privatges. Böhmen, 5:209-222, Prag.
- BOLLI, H.M. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. - Eclogae geol. Helv., 37(2): 217-328, 6 Abb., 3 Tab., Taf. 9, Basel.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. - 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Amsterdam (Elsevier).
- BOUMA, A.H. (1979): Continental slopes. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H.jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. - SEPM Spec. Publ., 27: 1-16, 8 Abb., 1 Tab., Tulsa
- BRINKMANN, R. (1935): Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der östlichen Nordalpen. - Sitzber.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abt.I, 144: 145-149, 4 Abb., Wien.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LOETGERS, H. & RICHTER, W. (1937): Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. - Geol.Rdsch.28: 438-447, 3 Abb., Stuttgart.
- BRÖNNIMANN, P. & BROWN, W.K. (1956): Taxonomy of Globotruncanidae. - Eclogae geol. Helv., 48: 503-561, 24 Abb., Taf. 20-24, Basel.
- BROOD, K. (1970): Campanian Stromatoporoids from the Upper Cretaceous of Southern Sweden. - Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 94(3): 393-409, 12 Abb., Stockholm.
- BROWN, G. (1972): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - Min. Soc.London, 544 S., div. Abb., Tab., Taf., Norwich (Jarrold).
- BUBENICEK, L. (1968): Géologie des minerais de fer oolithiques. - Mineral.Deposita 3:89-108, 11 Abb., Berlin.
- BULL, W.B. (1972): Recognition of Alluvial-FAN Deposits in the Stratigraphic Record. - In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, Wm.K.: Recognition of Ancient Sedimentary Environments. - SEPM, Spec.Publ., 16: 63-83, 16 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- BUTT, A. & HERM, D. (1978): Paleo-oceanic aspects of the Upper Cretaceous geosynclinal sediments of the Eastern Alps. - in: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps Apennines Hellenids.-Int.-Union Comm. Geodynam. Sci. Rep., 38:87-95, 2 Abb., Stuttgart.
- ČIRIĆ, B.M. (1984): Complexe ophiolithique et formations comparables dans les Dinarides. - Mémoires, XXIII: 1-44, 32 Abb., 1 geol.Kt., Belgrad.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., Sonderh.G : 11-35, 2 Abb., 3 Taf., Wien.
- CLAR, E. (1974): East-Alpine Relations of Plate Tectonics. - Acta Geol.Acad.Sci.Hungaricae, 18(1-2): 37-38, Budapest.
- COATES, A.G. (1977): Jamaican Cretaceous coral assemblages and their relationships to rudist frameworks. - Mém. B.R.G.M., 89: 336-341, 3 Abb., Paris.
- COMBES, P.J. (1965): Dissolution karstique sous une couche de bauxite. Remarques sur l'origine des gisements en poches. - Compt. Rend. Soc. Somm. Géol. France, 4: 123-124, 3 Abb., Paris.
- COMBES, P.-J., LAVILLE, P., PARRON, CL., PHILIPP, J., ROUSSET, CL. & TRIAT, J.-M. (1984): Bauxites et autres alterites du Sud-Est de la France. - in: DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S. & LIENHARDT, M.-J. (Hrsg.): Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et Paléogéographie. - Mém.B.R.G.M., 125: 380-384, 3 Abb., Paris.
- COOK, H.E. (1983): Ancient Carbonate Platform Margins, Slopes and Basins. - in: COOK, H.E., HINE, A.C. & MULLINS, M.T.: Platform Margin and Deep Water Carbonates. - SEPM, Short Course, 12: 1-189, 136 Abb., Tulsa.
- COOK, H.E., FIELD, M.E. & NORMARK, W.R. (1982): Continental slopes. - in: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone Depositional Environments. - AAPG Mem., 31: 329-364, 76 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- CORNELIUS, H.P. (1921): Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 14: 1-84, 1 Tab., 1 Abb., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. - Verh. Geol. B.-A., 1936: 197-202, Wien.
- CUMINGS, E.R. (1932): Reefs or bioherms? - Bull. Geol. Soc. Amer., 43: 331-352, New York.
- CUSHMAN, Y.A. (1946): Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. - U.S.Geol. Surv., Prof.Paper, 206: 1-160, 66 Taf., Washington D.C.
- DALY, R.A. (1936): Origin of submarine "canyons". - Am. J. Sci., 31: 401-420, New Haven.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1983): Klastische Entwicklung im Neokom der Reichraminger Decke (Ennstal, O.Ö.). - Jber.1982 Hochschulschwerpkt. S.15, Teilprojekt 15/II, 1983: 135-143, 1 Abb., 1 Tab., Graz (Univ.-Druck).
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. - in: FLÜGEL, R.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 126-141, 7 Abb., 2 Tab., Wien (Deuticke).
- DEL-NEGRO, W. (1949): Geologie von Salzburg. - 348 S., 43 Fig., 16 Fotos, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- DEL-NEGRO, W. (1970): Salzburg. - Verh.Geol.B.-A., Bundesländers. H. Salzburg, 2.Aufl.: 101 S., 1 Abb., 10 Tab., 2 Taf., Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1977): Abriß der Geologie von Österreich. - Geol.B.-A., 135 S., 30 Abb., 4 Taf., Wien.

- DEL-NEGRO, W. (1979a): Erläuterungen zur Geol. Karte von Salzburg und Umgebung. - Geol.B.-A. 41 S., 4 Abb., Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1979b): Der Bau der Gaisberggruppe. - Mitt.Ges.Salzb.Landesk. 119: 325-350, 8 Abb., Salzburg.
- DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. - Geol.Soc.Amer.Bull., 84(4): 3137-3180, 18 Abb., Boulder.
- DICKENSON, W.R. & SEELY, D.R. (1979): Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. - AAPG Bull. 63(1): 2 - 31, 13 Abb., Tulsa.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. - Eclog.Geol.Helv., 63(2): 631-671, 9 Abb., 8 Taf., Basel.
- DIETRICH, V. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen - Eine Arbeitshypothese. - Geotekt.Forsch., 50: 1-84, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt. (Beil.), Stuttgart.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). - Geotekt. Forsch., 50: 85-109, 7 Abb., 2 Tab., 1 Profiltaf., Stuttgart.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U. (1978): The Gosau-Formation (northern Calcareous Alps), an example of an alpine Trench-Slope-Continental Margin. - in: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps Apennines Hellenids. - Int.-Union Comm.Geodynam.Sci.Rep., 38: 95-96; Stuttgart (Schweizerbart).
- DOTT, R.H. jr. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. - AAPG Bull., 47(1): 104-128, 19 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1962): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. - Geol.Soc.Amer.Bull., 93: 663-680, 24 Abb., Boulder.
- DOUGLAS, R.G. & HEITMANN, H.L. (1979): Slope and Basin Benthic Foraminifera of the California Borderland. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. - SEPM Spec.Publ., 27:231-246, 8 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- DOUVILLE, H. (1890): Etudes Sur Les Rudistes. Révision Des Principales Espèces D'Hippurites. - Mém.Soc.Géol.France, Paléont., 6: 1-233, 34 Taf., Paris.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - in: HAM, W.E. (Hrsg.): Classification of carbonate rocks - a symposium. - AAPG Mem. 1: 108-121, 1 Tab., 7 Taf., Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1970): Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. - AAPG Bull., 54:1931-1932, 1 Abb., Tulsa.
- EBNER, F. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50 000 der Naturpotentialkarte "Mittleres Murtal". - Mitt.Abt.Geol.Paläont.Bergb.Landesmus.Joanneum, 44: 99-131, 1 Tab. 2 geol.Kt. 1 : 50 000, Graz.
- ERHART, H. (1966): Bio-rhexistasie, biostasie évolutives, hétérostasie. Importance de ces notions en géologie minière exogène. - Compt.Rend.Acad.Sci., 263: 1048-1051, Paris.
- ERKAN, E. (1973): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 65(1972): 33-108, 18 Prof., Taf. 1-6, Wien.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr., 25: 81-110, 7 Abb., Wien.
- FAUPL, P. (1984): Ein Beitrag zur Kenntnis der Walserberg-Serie bei Salzburg. - Mitt.österr. geol. Ges., 77: 33-36, Wien.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and the Paleogene. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S.143-155, 3 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke).
- FAUPL, P. & SAUER, R. (1978): Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). - N.Jahrb.Geol.Paläont., Mh., 1978: 65-86, 6 Abb., 4 Taf., Stuttgart.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - Geol. Rdsch., 68(1): 93-120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- FIELD, M.E. & CLARKE, S.H. jr. (1979): Small-Scale Slumps and Slides and their Significance for Basin Slope Processes, Southern California Borderland. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. - SEPM, Spec.Publ., 27: 223-230, 6 Abb., Tulsa.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. - in: MERRIAM, D.F. (Hrsg.): Symposium on Cyclic Sedimentation. - State Geol.Surv.Kansas Bull.:169(1): 107-149, 38 Abb., Lawrence.
- FISCHER, P. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gosaubecken von Brandenberg in Tirol. - Unveröff.Dipl.-Arb., Inst.f.Paläont.hist.Geol.München, 112 S., 52 Abb., 1 geol. Karte, 1 Profil-Taf., 3 Beil., München.
- FISCHER, P. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. - Mitt.Bayer.Staatsslg.Paläont.hist.Geol., 4: 127-144, 2 Abb., München.
- FLORES, G. (1955): Diskussion in: BENEVO, E. (Hrsg.): Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Silice. - Proc. IV World Petrol.Congr.Rome 1955, Sec.I/A2:105-124, Rom.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. - 633 S., 77 Abb., 52 Taf., 58 Tab., Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1985): Fazieslexikon, Arbeitsunterlagen - interuniversitärer Kompaktkurs Institut für Paläontologie Universität Erlangen. - Inst.f.Paläont.Univ.Erlangen: 90 S., 62 Abb., 20 Tab., Erlangen (Fotokopie).

- FLÜGEL, H.W. (1983): Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. - Jber.1982 Hochschulschwerpkt.S. 15(4), Teilprojekt 15/10, 1983: 109-119, Graz (Vervielfält.)
- FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps. - 418 S., div.Abb.u.Tab., Wien (Deuticke).
- FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H.J. (1987): Implications on the Alpidic evolution of the eastern parts of the Eastern Alps. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 404-414, 1 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke).
- FOLK, R.L. (1962): Practical petrographical classification of limestones. - AAPG Mem. 1: 62-84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- FOLK, R.L. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks. - 182 S., Austin (Hemphill).
- FOURNIER, R., PHILIP, J. & TRONCHETTI, G. (1983): Le Coniacien de la basse vallée du Rhône: biostratigraphie, évolution des milieux de dépôts. - Géol.Méditerran., 10(3-4): 387-402, 5 Abb., 3 Taf., Marseille.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. - Jber.1982, Teilprojekt 15/02, Hochschulschwerpkt. S.15, 1983: 249-262, 1 Abb., 1 Tab., Graz.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 379-406, 9 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke).
- FRANZ, U. (1960): Die Geologie der westlichen Oberwössener Mulde sowie der nördlich und südlich angrenzenden Einheiten. - Unveröff. Dipl.-Arb. Inst.f.Paläont.u.hist.Geol.München, 1 geol.Kt. 1:25 000, 1 Profiltaf., 1 tekt. Deckblatt, München.
- FRANZ, U. (1966): Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen. - Unveröff.Inaug.-Diss. Inst.f.Paläont.u.hist.Geol. München, 102 S., 3 Abb., 7 Taf., 1 geol. Kt. 1:25 000, 1 Prof.-Taf., 1 tekt. Übersichtskt., München.
- FRANZ, U. (1967): Oberkreide, Gosau-Schichten. - in: GANSS, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Bayern 1 : 25 000 Bl. B240 Marquartstein. - Bayer.Geol. L.-A., S.117-125, München.
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen /Obb. und Salzburg. - Geologica Bavarica, 66: 7 - 91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München.
- FREYTET, P. (1973): Édifices récifaux développés dans un environnement détritique: Exemple des biostromes à hippurites (rudistes) du Sénonien inférieur du sillon Languedocien (région de Narbonne, Sud de France). - Palaeogeogr.Palaeoclimatol. Palaeoecol., 13(1973): 65-76, 5 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. - Geol. Rdsch., 65(2): 375-393, 3 Abb., Stuttgart.
- FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranean Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24: 263-275, 5 Abb., Wien.
- FRISCH, W. (1978): A plate tectonics model of the Eastern Alps. - in: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps Apennines Hellenids. - Int.-Union Comm. Geodynam. Sci. Rep., 38: 167-172, 3 Abb., Stuttgart.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - Tectonophysics, 60: 121-139, 8 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- FRISCH, W. (1980): Die Entwicklung des südpenninischen Raumes und seiner Kontinentalränder während des Mesozoikums und der altalpidischen Orogenese. - Jber. 1979, Hochschulschwerpkt. S.15/12: 111-117, 1 Abb., Wien.
- FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. - Geol. Rdsch., 70(2): 402-411, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F. (1987): The upper Bündner Schiefer of the central Tauern window - A Key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 55-69, 8 Abb., Wien (Deuticke).
- FUCHS, W. (1985): Geotektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb.Geol.B.-A., 127(4): 571-631, 9 Abb., 1 farb.Kt. 1:1 500 000, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K. (1983): Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. - Geol. Rdsch., 72(1): 53-66, 4 Abb., Stuttgart.
- FUGGER, E. (1907): Die Salzburger Ebene und der Untersberg. - Jb.Geol.R.-A., 47: 455-528, 6 Abb., Wien.
- GANSS, O. (1951): Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. - Z.deutsch.geol.Ges., 102/II: 203-211, 5 Abb., Hannover.
- GAUPE, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. - Unveröff. Inaug.-Diss. TU München, 282 S., 100 Abb., 7 Tab., München.
- GAUPE, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). - Zitteliana, 8: 33-72, 14 Abb., 3 Tab., Taf. 12-14, 1 Faltaf., München.
- GAUPE, R. (1983): Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). - Zitteliana, 10: 155-171, 7 Abb., 2 Taf., München.
- GEHRING, A.U. (1985): A microchemical study of iron ooids. - Eclog.geol.Helv., 78(3): 451-457, 3 Abb., 1 Tab., Basel.

- GILLITZER, G. (1913): Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Salzburger Land. - Geogn. Jh., 25 (1912): 161-227, 22 Abb., 4 Taf., München.
- GÖKDAĞ, H. (1974): Sedimentpetrographische und isotopenchemische ( $O^{18}$ ,  $C^{13}$ ) Untersuchungen im Dachsteinskalk (Oberror-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. - Unveröff. Inaug.-Diss. Univ. Marburg, 156 S., 24 Taf., 6 Tab., 10 Diagramme, Marburg.
- GÖKSU, E. (1956): Über die Geologie und Genese der türkischen Bauxite. - Berg- u. Hüttenm. Mh., 101(2): 40-43, 3 Abb., Wien.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W. (1983): Exotische Karbonatgerölle der "Mittelsteirischen Gosau". - Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S. 15(4), Teilprojekt 15/10, 1983: 85-108, 3 Abb., Graz (Univ.-Druck).
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W. (1987): The problem of the Southalpine clasts in the "Mittelsteirische Gosau". - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 156-163, 2 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke).
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch. 57(2): 484-514, 12 Abb., Stuttgart.
- GORSEL, J. T. van (1978): Late Cretaceous orbitoidal Foraminifera. - in: HEDLEY, R.H. & ADAMS, C.G. (Hrsg.): Foraminifera, 3: 1-120, 30 Abb., New York (Academic Press).
- GOUDIE, A. (1973): Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. - 147 S., 46 Abb., 12 Tab., Oxford (Clarendon).
- GRÄF, W., EBNER, F. & FLADERER, F. (1980): Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83: 91-104, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- GROHMANN, N. (1985): Drift tectonics - the fundamental rhythm of crustal drift and deformation. - Geol. Rdsch., 74(2): 267-310, 19 Abb., Stuttgart.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1978): Bauxitbergbau in Salzburg. - Mitt.Ges.Salzb.Landesk. 118: 327-340, 6 Abb., Salzburg.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979): Manganberg- und -schurfbaue im Bundesland Salzburg. - Mitt. Ges.f.Salzb.Landesk., 119: 351-374, Salzburg.
- GWINNER, M.P. (1978): Geologie der Alpen - Stratigraphie Paläogeographie Tektonik. -- 480 S., 394 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).
- HABERFELLNER, E. (1951): Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. - Berg-Hüttenmänn. Mh., 96: 62-69, 7 Abb., Wien.
- HAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. - Int. Sed. Petrogr. Ser., 1: 174 S., 8 Tab., 71 Taf., Leiden.
- HAGN, H. (1957): Das Profil des Beckens von Gosau (Österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. - Sitz.Ber.math.-natw. Kl. Österr. Akad. Wiss., 1957(4): 31-67, 1 Tab., Wien.
- HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. Exkursionsführer zum 17. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium in Oberbayern September 1981. - (Mit Beiträgen von verschiedenen Autoren). - Geol. Bavar., 82: 408 S., 70 Abb., 7 Tab., 13 Taf., München.
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe, SW Bad Wiessee). - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 22: 117-135, 4 Abb., Taf. 13-15, München.
- HAGN, H. (1983): Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottang, Subalpine Molasse) N. Salzburg. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 23: 125-150, 1 Abb., 3 Taf., München.
- HAGN, H. & ZEIL, W. (1954): Globotruncanen aus Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. - Eclogae geol. Helv., 47: 1 - 60, 3 Abb., 7 Taf., Basel.
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. - J. Sed. Petrol., 42(4): 775-793, 14 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- HANIEL, C.A. (1908): Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen von Gosau südlich des Hohen Lichts. - Verh. K.K. geol. Reichsanst., 1908: 362, Wien.
- HANIEL, C.A. (1911): Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Raugern bis zum Wilden. - Z. deutsch.geol.Ges., 63: 1-37, 4 Taf., 2 Abb., Berlin.
- HÄUSLER, H. (1983): Beobachtungen und Interpretationsversuche an nachtriadischen Breccien der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge (Unterostalpin, Salzburg-Tirol). - Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S. 15, Teilprojekt 15/14, 1983: 167-193, 14 Abb., Graz (Univ.-Druck).
- HÄUSLER, H. (1987): The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 103-111, 2 Abb., Wien (Deuticke).
- HECKEL, P.H. (1972): Recognition of ancient shallow marine environments. - in: RIGBY, J. K. & HAMBLIN, Wm. K. (Hrsg.): Sedimentary environments. - SEPM, Spec. Publ., 16: 226-286, 15 Abb., Tulsa.
- HECKEL, P.H. (1974): Carbonate Buildups in the Geologic Record: a Review. - in: LAPORTE, L.F. (Hrsg.): Reefs in time and space. - SEPM, Spec. Publ. 18: 90-154, 8 Abb., Tulsa.
- HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U. (1971): Zur Transgression der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). - Geologica et Palaeontologica, 5: 149-163, 2 Abb., 2 Taf., Marburg.
- HERM, D. (1957): Die Schichten der Gosau und des Alttertiärs im Becken von Reichenhall und in seinem südlichen und westlichen Randbereich. - Unveröff. Dipl.-Arb. TH München, 105 S., 32 Texttaf., 7 Kt., München.
- HERM, D. (1962a): Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzbürger Alpen). - Z.deutsch.geol.Ges., 113(1961): 320-338, 4 Abb., Hannover.

- HERM, D. (1962b): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). - Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N.F., 104: 119 S., 9 Abb., 11 Taf., München.
- HERM, D. (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenburg/Tirol. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 17: 257-277, 5 Abb., München.
- HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide - ein Überblick. - in: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Aspekte der Kreide Europas. - JUGS Series A, 6: 85-106, 2 Abb., Stuttgart.
- HERM, D. (1981a): Zur Geologie der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. 2. Kalkalpin. 2.3.2. Höhere Oberkreide. - in: HAGN, H. et al. (Hrsg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. - Geologica Bavarica, 82: 22-26, 1 Abb., München.
- HERM, D. (1981b): Das Lattengebirge - geologisch gesehen. - Jb. Ver. Schutz Bergwelt, 46: 107-126, 13 Abb., München.
- HERM, D. (1985): Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Beispiel: Brandenberger Gosau). - Exkursionsführer zur 55. Jahrestagung d. Paläont. Ges. in München v. 16.-18. Sept. 1985, S. B2/38-61, Abb. 7-13, Selbstverlag d. Inst. f. Paläont. u. hist. Geol., München.
- HERM, D., KAUFFMANN, E. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 19: 27-92, 11 Abb., Taf. 5-11, München.
- HERTWECK, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Wien, 12: 3 - 84, 6 Taf., Wien.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Schrittweiser Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. - Geologica Palaeontologica, Sonderbd., 2: 1-55, 12 Taf., Marburg (Elwert).
- HESSE, R. & BUTT, A. (1976): Paleobathymetry of Cretaceous Turbidite Basins of the East Alps Relative to The Calcite Compensation Level. - J. Geol., 84: 505-533, 12 Abb., 1 Tab., Chicago.
- HILLEBRANDT, A. v. (1957): Die Schichten der Gosau und des Alttertiärs im Norden und Nordwesten des Untersberges (Becken v. Reichenhall). - Unveröff. Dipl.-A., TU München, 128 S., 43 Abb., 1 geol. Kt. 1 : 10 000, München.
- HOEDEMAEKER, Ph. J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia Spain). - Scripta Geologica, 19: 1-207, 60 Abb., 3 Tab., 11 Beil., Leiden.
- HÖFLING, R. (1982): Exkursion D: Berchtesgaden, 1. Thema: Kreide der Nördlichen Kalkalpen, Stop 3: "Krönnerriff", das Lattengebirge (Übersicht), Stop 6: Dalsenalp, Stop 7: Wasserfallgraben, Stop 8: Schlegelkurve. - 2. Symposium Kreide München 1.-7. Juni 1982, Exkursionsführer, S. 14-20, 22, 36-46, Abb. D 5 - 7, D 14 - D 16, München.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). - Münchener Geowissenschaftl. Abh., Reihe A, 3: 206 S., 53 Abb., 18 Taf., München.
- HÖFLING, R. & IMMEL, H. (1982): Exkursion D: Berchtesgaden, 1. Thema: Kreide der Nördlichen Kalkalpen, Stop 2: Fürstenbrunn. - 2. Symposium Kreide München 1.-7. Juni 1982 Exkursionsführer, S. 21-22, München.
- HOOKE, R. LeB. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. - J. Geol., 75: 438-460, 10 Abb., 5 Tab., Chicago.
- HOWELL, D. G. & NORMAREK, W. R. (1982): Sedimentology of Submarine Fans. - in: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone Depositional Environments. - AAPG Mem. 31: 365-404, 19 Abb., Tulsa.
- HRUBESCH, K. (1965a): Die santone Gosau-Landschneckenfauna von Glanegg bei Salzburg, Österreich. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 5: 83-120, 6 Taf., München.
- HRUBESCH, K. (1965b): Gosau-Landschnecken des Coniac von Unterlaussa bei Windisch-Garsten. Oberösterreich. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 5: 121-126, 1 Taf., München.
- HÜCKEL, B., JAKOBSHAGEN, V., STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1960): Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). - Z. deutsch. geol. Ges., 112 (1960): 92-104, 5 Abb., 2 Taf., Hannover.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt-Unteres Cenoman). - Verh. Geol. B.-A., 1958: 71-86, Wien.
- Ibrahim, A. H. M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). - Unveröff. Inaug.-Diss., Inst. f. Paläont. u. hist. Geol. München, 170 S., 16 Abb., 1 Tab., 11 Taf., München.
- IMMEL, H., KLINGER, H. C. & WIEDMANN, J. (1982): Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenburg/Tirol, Österreich. - Zitteliana, 8: 3-32, 5 Abb., 1 Tab., 11 Taf., München.
- INDEN, R. F. & MOORE, C. H. (1983): Beach environment. - in: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE (Hrsg.): Carbonate depositional environments. AAPG Mem, 33: 211-265, 59 Abb., Tulsa.
- JÄGER, M. (1983): Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus der norddeutschen höheren Oberkreide Coniac bis Maastricht, ihre Systematik, Stratigraphie und Ökologie. - Geol. Jb. A 68: 3-219, 7 Abb., 15 Tab., 16 Taf., Hannover.
- JOHN, C. v. (1899): Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergute. - Jb. Geol. R.-A., 49: 247-258, Wien.
- KATSCHTHALER, H. (1935): Die Gosau von Brandenburg in Tirol. - Verh. Geol. B.-A., 1935 (11): 172-182, Wien.

- KAUFFMANN, E.G. & SOHL, N.F. (1974): Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. - Verh.Naturf.Ges.Basel, 84 (Kugler-Festschr.): 399-467, 27 Abb., Basel.
- KAUMANN, M. (1962): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. - Sitzber.österreich.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abt.I, 171(8-10): 289-314, 8 Abb., 3 Taf., Wien.
- KENNEDY, W.J. & SUMMESBERGER, H. (1979): A revision of *Ammonites mitis* Hauer and *Ammonites glaneggensis* Redtenbacher from Gosau Beds (Upper Cretaceous) of Austria. - Beitr.Paläont. Österr., 6: 71-87, 1 Abb., 4 Taf., Wien.
- KERNER-MARILAUN, F. (1934): Das Klimazeugnis der Gosauformation. - Sitzber.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., 143: 267-284, Wien.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. - 436 S., 127 Abb., 2 Beil.-Taf., Salzburg (Bergland).
- KIRCHNER, Ch. E. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. - Mitt.österr.Ges. 71/72 (1978/79): 385-396, 6 Abb., 2 Tab., Wien.
- KIRSCH, K.-H. (1985): Mikropaläontologische Untersuchungen in der kalkalpinen Randschuppe zwischen Bad Wiessee und Lenggries/Obb. mit besonderer Berücksichtigung der Tratenbach-Schichten. - unveröff. Dipl.-A., Inst.f.Paläont.u.hist.Geol. München, 170 S., 22 Abb., 23 Taf., 2 geol. Kt., 1 Profiltaf., München.
- KLEIN, G. DE V., MELO, U. DE & FAVERA, J.C. DELLA (1972): Subaqueous Gravity Processes on the Front of Cretaceous Deltas, Recôncavo Basin, Brazil. - Geol.Soc.Amer.Bull., 83(1): 1469-1492, 15 Abb., 2 Tab., Boulder.
- KOCH, K.E. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1959): Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. - Verh.Geol.B.-A., 1959: 179-200, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- KOCKEL, C.W. (1923): Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 15(1922): 63-184, 4 Abb., Wien.
- KOLLMANN, H. (1965): Actaeonellen (Gastropoden) aus der ostalpinen Oberkreide. - Ann.Naturhist. Mus. Wien, 68: 243-262, 2 Abb., Taf. 1-4, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1967): Die Gattung *Trochactaeon* in der ostalpinen Oberkreide. Zur Phylogenie der Actaeonellidae. - Ann.Naturhist.Mus.Wien, 71: 199-261, 7 Abb., 9 Taf., Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1980): Gastropoden aus der Sandkalkbank (Hochmooschichten, Obersanton) des Beckens von Gosau (Ö.). - Ann.Naturhist.Mus.Wien, 83: 197-213, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- KOLLMANN, H.A. & SUMMESBERGER, H. (1982): WGCM - 4th Meeting: Gosau Basins in Austria, Excursions to Coniacian - Maastrichtian in the Austrian Alps. - 105 S., 26 Abb., 3 Tab., Wien.
- KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. - 336 S., 57 Abb., Stuttgart (Enke-Verl.).
- KRALIK, M. (1983): Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. - Jber.1982 Hochschulschwerpkt. S.15, Teilprojekt 15/02, 1983: 7-16, Graz.
- KRALIK, M., KOLLER, F. & POBER, E. (1984): Geochemie und K-Ar-Alter der Diabasvorkommen von Annaberg (Nördliche Kalkalpen, Niederösterreich). - Mitt.österr.geol.Ges., 77: 37-55, 6 Abb., 4 Tab., Wien.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S.164-176, 4 Abb., 1 Taf., Wien (Deuticke).
- KRUMBEIN, W.E. (1969): Über den Einfluß der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). - Geol.Rdsch., 58: 333-363, 16 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- KRUMBEIN, W.E. (1971): Biologische Entstehung von Wüstenlack. - Umschau, 1971(7): 240-241, 3 Abb., Frankfurt.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. - Geol. Rdsch. 73(1): 223-257, 13 Abb., Stuttgart.
- KUENEN, Ph. H. (1937): Experiments in connection with DALY's hypothesis on the formation of submarine canyons. - Leidse geol. Meded., 8: 327-335, Leiden.
- KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. - J. Geol., 58(2): 91-127, 7 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Chicago.
- KÜHN, O. (1925): Die Echinodermen der Gosauformation. - Ann.Naturhist.Mus.Wien, 39: 177-189, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- KÜHN, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. - Sitzber.Akad.Wiss., math.-nat.Kl., 156: 181-200, Wien.
- LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorralpen. - Jb.Geol. B.-A., 117: 17-54, 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf. (Beil.3-5), Wien.
- LÖGTERS, H. (1937): Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold-von-Buch-Denkmal. - Jb. d. oberösterr.Musealvereines, 87: 371-435, 15 Abb., 1 geol.Kt. 1:75 000, Linz.
- LOWE, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. - Sedimentology, 22: 157-204, 20 Abb., Oxford (Blackwell).
- LOWE, D.R. (1979): Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): Geology of continental slopes. - SEPM, Spec.Publ., 27: 75-82, Tulsa.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. - J.Sed.Petrol., 52(1): 279-297, 13 Abb., Tulsa.

- LUPU, D. (1973): Bemerkungen zur Rudistenfauna des Lattenberges (Gosaubecken von Reichenhall, Oberbayern). - Sitzber.Österr.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abt.I, 181: 51-70, 16 Abb., Taf. 1-5, Wien.
- MASSE, J.-P. & PHILIP, J. (1981): Cretaceous coral-rudist buildups of France. in: TOOMEY, D.F. (Hrsg.): European fossil reef models. - SEPM, Spec. Publ., 30: 399-426, 26 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- MASSE, J.-P. & PHILIP, J. (1986): L'évolution des rudistes au regard des principaux événements géologiques du Crétacé. - Bull. Centres Rech.Explor.-Prod.Elfr-Aquitaine, 10(2): 437-456, 3 Abb., Pau.
- MIALL, A.D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment. - Earth Sci. Rev., 13: 1-62, 15 Abb., 6 Taf., Amsterdam (Elsevier).
- MIDDLETON, G.V. (1978): Coarse sediments deposited at base of continental slope by sediment-gravity flows (examples from Northern Appalachians). - AAPG-SEPM Abs. Ann. Mtg., 1978: 94-95, Tulsa.
- MIHOLIĆ, S. (1956): Die Entstehung der Bauxite auf Kalk. - Berg- u. Hüttenm., Mh., 101(2): 38-40, Wien.
- MOORE, D.G. (1969): Reflection Profiling Studies of the California Borderland: Structure and Quaternary Turbidite Basins. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 107: II+142 S., 25 Abb., 1 Tab., 18 Taf. (4 Beil.), Boulder.
- MÜLLER, K. (1973): Das "Randcnoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. - Geol. Rdsch., 62: 54-96, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- MUTTI, E. (1974): Examples of ancient deep-sea deposits from circum-Mediterranean geosynclines. - in: DOTT, R.H. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - SEPM, Spec. Publ., 19: 92-105, 7 Abb., Tulsa.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Examples of turbiditic facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. - Field Trip Guidebook A-11. 9th Int.Sedimentology Congr. Nice, France: 21-36, Nizza.
- NAGEL, K.-H., SCHÜTZ, K.-J., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). - Geol. Rdsch., 65: 536-557, 12 Abb., Stuttgart.
- NARDIN, T.R., EDWARDS, B.D. & GORSLINE, D.S. (1979): Santa Cruz Basin, California Borderland: Dominance of Slope Processes in Basin Sedimentation. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.Jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. - SEPM, Spec.Publ., 27: 209-222, 10 Abb., Tulsa.
- NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE, P.S. & EDWARDS, B.D. (1979): A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-Slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. - SEPM, Spec.Publ., 27: 61-73, 3 Tab., Tulsa.
- NELSON, C.M. & NILSEN, T.H. (1974): Depositional trends of modern and ancient deep sea fans. - in: DOTT, R.H. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - SEPM, Spec.Publ., 19: 69-91, 7 Abb., 4 Tab., Tulsa.
- NICOLAS, J. (1968): Nouvelles données sur la genèse des bauxites à mur karstique du Sud-Est de la France. - Mineral. Deposita, 3: 18-33, 11 Abb., Berlin (Springer).
- NILSEN, T.H. (1982): Alluvial Fan Deposits. - in: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone Depositional Environments. - AAPG Mem., 31: 49-86, 52 Abb., Tulsa.
- NORMARK, W.R. (1974): Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. - in: DOTT, R.H. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - SEPM, Spec. Publ., 19: 56-68, 5 Abb., Tulsa.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - Jb. Geol. B.-A., 106: 1-88, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., 111: 115-145, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. - 695 S., 164 Abb., Wien (Springer).
- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflisch des Rätikon. - Jb. Geol. B.-A., 126(I): 71-93, 5 Abb., 6 Taf., Wien.
- OBERHAUSER, R. & STOJASPAL, F. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau südlich des Hohen Lichtes (Allgäuer Hauptkamm) auf Blatt 113, Mittelberg. - Verh. Geol. B.-A., 1976(1): 132, Wien.
- OPPENHEIM, P. (1930): Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. - Textbd. XXVIII+576 S., Tafelbd.: 1-48, Berlin (Selbstverlg.).
- PAPP, A. (1955): Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). - Sitzber.Österr. Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abt.I, 164: 303-315, Taf.1-3, Wien.
- PERYT, T. (1983): Coated Grains. - 655 S., 359 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- PESSAGNO, E.A. (1967): Upper Cretaceous planctonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain. - Palaeont.Amer., 5: 243-445, Taf. 44-101, Ithaca.
- PHILIP, J. (1972): Paléocécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - l'exemple du sud-est de la France. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 12: 205-222, 4 Abb., Amsterdam.
- PHILIP, J. (1974): Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien: stratigraphie et paléogéographie. - Bull. B.R.G.M. (deuxième série) Section I, 1974(3): 107-151, 22 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Paris.

- PHILIP, J. (1983): Le Campanien et le Maastrichtien à rudistes et grands foraminifères de Quatretonda (Province de Valence, Espagne): une clef pour la biozonation et les corrélations stratigraphiques dans le domaine mésogéen - Géol.Méditerran., 10(3-4): 87-98, 4 Abb., 1 Taf., Marseille.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. - Beih. Geol. Jb., 48: 129-204, 6 Taf., 5 Abb., 3 Tab., Hannover.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. - Earth Sci. Rev., 23(2): 75-174, 52 Abb., 2 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- PLÖCHINGER, B. (1948): Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. - Jb.Geol. B.-A., 93: 1-35, 7 Abb., 1 Kt., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 107: 11-69, 9 Abb., 2 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1:25000. - Geol. B.-A., 92 S., 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang in Salzkammergut 1 : 50 000. - Geol. B.-A., 74 S., 19 Abb., 2 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R. (1957): Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. - Jb.Geol.B.-A., 100: 67-79, 2 Abb., Wien.
- POKORNY, G. (1959): Die Actaeonellen der Gosauformation. - Sitzber.Österr.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abt.I, 168: 945-978, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- POLŠAC, A. (1981): Upper cretaceous biolithitic complexes in a subduction zone: Examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia. - in: TOOMEY, D.F. (Hrsg.): European fossil reef models. - SEPM, Spec. Publ., 30: 447-472, 19 Abb., Tulsa.
- PREY, S. (1963): Notizen zum Problem des zentralalpiner Mesozoikums. - Verh.Geol.B.-A., 1963: 61-68, Wien.
- PREY, S. (1977): Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). - Verh.Geol.B.-A., 1977(3): 337-347, Wien.
- PREY, S. (1980): Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50 000. Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär. - Verh.Geol. B.-A., 1980(3): 281-325, 2 Abb., Wien.
- RANDRIANASOJO, A. (1983): Contribution des foraminifères planctoniques de Madagasikara à la biostratigraphie du Coniacien au Maastrichtien. - Géol.Méditerran. 10(3-4): 127-135, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Marseille.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1978): Depositional sedimentary environments. - 1. Aufl., 439 S., 579 Abb., Berlin (Springer).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary environments. - 2. Aufl., 549 S., 683 Abb., Berlin (Springer).
- RESCH, W., SARNTHEIM, M., ALLERT, T. & TIEDEMANN, R.B.J. (1986): Zum Gosare Relief am Pletzackogel im südöstlichen Rofengebirge (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Mitt.Bayer.Staatsslg.-Paläont.hist.Geol., 26: 113-120, 3 Abb., München.
- RICHTER, D. (1973): Olisthstrom, Olistholith, Olisthothrymme und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. - N.Jb.Paläont.Abh., 143(3): 304-344, 21 Abb., Stuttgart.
- RICHTER, D. (1974): Grundriß der Geologie der Alpen. - 213 S., 101 Abb., Berlin - New York (de Gruyter).
- RICHTER, D. & FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). - Z.deutsch.geol.Ges., 132: 451-501, 9 Abb., 5 Taf., Hannover.
- RICHTER, M. (1970): Die Arosener Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand. - N. Jb.Geol.Paläont., Mh., 1970(10): 605-631, 4 Abb., Stuttgart.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOME, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. - Z.deutsch.geol.Ges., 91: 649-704, 2 Taf., 1 geol. Kt., Berlin.
- RICHTER, W. (1937): Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. - Mitt.Geol.Staatsinst.Hamburg, 16: 59-84, 3 Abb., Hamburg.
- RÖDER, D. (1976): Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. - Z. deutsch.geol.Ges., 127: 87-103, 11 Abb., Hannover.
- RODINE, J.D. & JOHNSON, A.M. (1976): The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. - Sedimentology, 23: 213-234, 12 Abb., 1 Tab., Oxford (Blackwell).
- RUTNER, A. & WOLETZ, G. (1956): Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. - Mitt.Geol.Ges. Wien, v.Kleibelsberg-Festschrift, 48: 221-256, 2 Taf., 5 Abb., 4 Tab., Wien.
- SANDER, B. (1917): Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von O. AMPFERER zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau. - Verh.K.K.Geol.R.-A., 1917: 138-142, Wien.
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee - Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie 1986. - 67 S., 27 Abb., 3 Beil., München.

- SCHENK, V. (1972): Zur Regressionsfazies (Biofazies und Ökologie) der Mittleren Gosau (O.Kreide) von Brandenberg, Tirol. - N.Jb.Geol.Paläont., Mh., 1972: 236-256, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SCHLAGER, M. (1930): Zur Geologie des Untersberges. - Verh.Geol.B.-A., 1930: 245-255, 1 geol. Kt. 1: 75 000, Wien.
- SCHLAGER, M. (1957): Exkursion zum Untersbergfuß und nach Adnet. - Mitt.naturwiss.Arb.Gem. Haus d.Nat.Salzburg, 8: 19-25, 4 Abb., Salzburg.
- SCHLAGER, W. & CHERMARK, A. (1979): Sediment Facies of Platform-Basin Transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. - in: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H.jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. - SEPM, Spec.Publ., 27: 193-207, 32 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1973/74): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges. Wien, 66/67: 165-193, 2 Abb., Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1986): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Raum der Oberwössener Mulde/Chiemgauer Alpen; Blatt 8240 Marquartstein und Blatt 8340 Reit im Winkl, unter besonderer Berücksichtigung der oberkretazischen Gosau-Schichten. - Unveröff.Dipl.-A., Inst.f.Paläont.u.hist.Geol. München, 128 S., 52 Abb., 12 Taf., 3 Beil., München.
- SCHLOSSER, M. (1895): Zur Geologie von Nordtirol. - Verh.Geol.R.-A., 1895: 340-361, Wien.
- SCHLOSSER, M. (1910): Zur Geologie des Unterinntales. - Jb.Geol.R.-A., 59 (1909): 525-574, Wien.
- SCHLOSSER, M. (1924): Die Cenomanfauna der Bayerischen Alpen. - Cbl.Mineral.Geol. Paläont., 1924: 82-95, Stuttgart.
- SCHREIBER, O.S. (1980): Benthonische Foraminiferen der Pumberger Folge (Oberkreide) von Kleinsankt Paul am Krappfeld (Kärnten). - Beitr.Paläont.Österr., 7: 119-206, 2 Abb., 16 Taf., Wien.
- SCHROLL, E. & SAUER, D. (1964): Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. - Akad.Yougoslave des Sciences et des Arts, Sympos. sur les Bauxites, Oxides et Hydroxides d'Aluminium 1963: 201-225, 7 Abb., 5 Tab., Zagreb.
- SCHROLL, E. & SAUER, D. (1968): Beiträge zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums. - Internat.Comm.for Studies of Bauxites, Alumina and Aluminium (ICOBA), 5: 83-96, 4 Abb., 2 Tab., Zagreb.
- SCHULZ, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). - N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 95(1): 1-98, 10 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Stuttgart.
- SEILACHER, A. (1984): Constructional morphology of bivalves: evolutionary pathways in primary versus secondary softbottom dwellers. - Palaeontology, 27: 207-237, 12 Abb., London.
- SEYFRIED, H. (1981): Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. - in: FARINACCI, A. & ELMI, S. (Hrsg.): Rosso Ammonitico. - Symp.Proc. Edizioni Tecnoscienza, Roma, S. 547-580, 1 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Rom.
- SIEHL, A. & THEIN, J. (1978): Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg, Lothringen). - Geol. Rundsch., 67(3): 1052-1077, 20 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- SMITH, J.V.P., BERRY, L.G., POST, B. & WEISSMANN, S. (1969): Powder defraction file - Inorganic volume. - Amer.Soc.for Testing and Minerals (ASTM), Philadelphia.
- SOHL, N.F. (1960a): Archaeogastropoda, Mesogastropoda and stratigraphy from the Ripley, Owl Creek, and Prairie Bluff Formations. - Geol. Surv.Prof.Pap., 331-A: 1-151, Abb. 1-11, 1 Tab., Taf. 1-18, Washington.
- SOHL, N.F. (1960b): Neogastropoda, Opisthobranchia and Basommatophora from the Ripley, Owl Creek and Prairie Bluff Formations. - Geol.Surv.Prof.Pap., 331-B: 153-344, Abb. 12-18, 1 Tab., Taf. 19-52, Washington.
- SOHL, N.F. (1964): Gastropods from the Coffee Sand (Upper Cretaceous of Mississippi). - Geol. Surv.Prof.Pap., 331-C: 345-394, Abb.19-20, 1 Tab., Taf.53-57, Washington.
- SOHL, N.F. & KOLLMANN, M.A. (1985): Cretaceous Actaeonellid Gastropods from the Western Hemisphere. - Geol.Surv.Prof.Pap., 1304: 104 S., 45 Abb., 23 Taf., Tulsa.
- SPENGLER, E. (1935): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. - in: WÄHNER, F. & SPENGLER, E. (Hrsg.): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. - Zweiter Teil, 188 S., 28 Taf., 10 Abb., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., Leipzig/Wien (Deuticke).
- STANLEY, D.J. & UNRUG, R. (1972): Submarine Channel Deposits, Fluxoturbidites and other Indicators of Slope and Base-of-slope Environments in Modern and Ancient Marine Basins. - in: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, Wm.K. (Hrsg.): Recognition of Ancient Sedimentary Environments.-SEPM, Spec.Publ., 16: 287-340, 40 Abb., Tulsa.
- STAUB, R. (1971): Neue Wege zum Verständnis des Ostalpen-Baues. - Veröff.Univ.Innsbruck, 48: 352 S., 19 Abb., Innsbruck.
- STAUFFER, P.H. (1967): GRAIN-FLOW DEPOSITS AND THEIR IMPLICATIONS, SANTA YNEZ MOUNTAINS, CALIFORNIA. - J.Sed.Petrol., 37(2): 487-508, 17 Abb., Tulsa.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. - in: READING, H.G.(Hrsg.): Sedimentary environments and facies. - S. 399-444, 45 Abb., 3 Tab., Oxford (Blackwell).
- SUMTESBERGER, H. (1979): Eine obersantonische Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). - Ann.Naturhist.Mus.Wien, 82: 109-176, 48 Abb., 15 Taf., 4 Tab., 1 Profiltaf., Wien.
- TEYSSEN, T.A.L. (1984): Sedimentology of the oolithic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sand wave complex. - Sedimentology, 31: 195-211, 13 Abb., London (Blackwell).
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. - in: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. - S. 300-314, Abb. 77-81, Wien (Deuticke).

- TIEDT, L. (1958): Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 167: 483-517, 13 Abb., Taf. 1-3, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. - Mitt.Ges.Geol.-u.Bergbaustud., 10: 3-62, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Foraminiferenfauna aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark. - Jb.Geol.B.-A., 103: 133-203, 2 Abb., Taf. 6-21, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. - VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1964a): Zur Fortsetzung des Brianconnais in den Ostalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien 57: 469-478, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964b): Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 14(1963): 81-88, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1964c): Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. - Anz.Österr.Akad. Wiss., math.-naturw.Kl., 101: 237-246, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971): Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. - Jb.Geol. B.-A., 114: 273-360, 49 Abb., 2 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - XXII+404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 449 S., 130 Abb., separater Tafelband, 7 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976c): Ostalpensynthese. - VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. - Band I. - 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. - Mitt.Österr.Geol.Ges.Wien, 69(1976): 291-352, 11 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1980a): Geology and tectonics of the Eastern Alps (middle section). - Abh.Geol. B.-A., 34: 197-255, 52 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1980b): Großtektonische Ereignisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. - Mitt.österr.geol.Ges., 71/72 (1978/1979): 37-44, Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Altalpidische Tektonik in der Hallstätter Zone. - Jber.1980 Hochschul-schwerpkt. S 15, 1981: 157-184, Graz.
- TOLLMANN, A. (1984): Entstehung und früherer Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes. - Mitt.österr.geol.Ges., 77: 93-113, 4 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. - Bd. II, außerr Zentralalpiner Anteil. - 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. - Bd. III, 718 S., 145 Abb., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987a): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S.112-125, 6 Abb., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987b): The Alpidic evolution of the Eastern Alps. - in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. - S. 361-378, 8 Abb., Wien (Deuticke).
- TRAUTH, F. (1937): Über die Gliederung der östlichen Nordalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 29:473-573, 1 Kt., Wien.
- TRÜMPY, R. (1960): Der Werdegang der Geosynklinale. - Geol.Rdsch., 50: 4-7, Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. A presumed former continental margin and its problems. - Amer.J.Sci., 275 A.: 209-238, 5 Abb., New Haven.
- TURMEL, R. & SWANSON, R. (1976): The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida Reef Tract. - J.Sed.Petrol. 46: 497-519, 23 Abb., Tulsa.
- VALETON, I. (1966): Sur la genèse de bauxite du sud-est de la France. - Bull.Soc.Géol.France, Sér. 7, 8: 685-701, 8 Abb., 1 Taf., 3 Tab., Paris.
- VALETON, I. (1972): Bauxites. - 226 S., 79 Abb., 8 Taf., 38 Tab., Amsterdam (Elsevier).
- VÖLK, H. (1960): Geologie des westlichen Unterinntales zwischen Oberaudorf und Kiefersfelden. - Unveröff.Dipl.-A., Inst.f.Paläont.u.hist.Geol.München, 98 S., 16 Abb., 5 Beil., 1 geol.Kt. 1:10 000, München.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1976): Allgemeine Geologie - ein Kompendium. - 277 S., 116 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).
- WAGREICH, M. (1985): Zur Lithofazies der Gosauschichten im Gebiet von Gosau und Russbach (Oberösterreich und Salzburg). - Anz.Österr.Akad.Wiss., math.-natw.Kl. 121 (1985): 13-17, Wien.
- WÄHNER, F. (1903/1935): Das Sonwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. - Erster Theil. XII+356 S., 96 Abb., 19 Lichtdrucktaf., 1 geol.Übersichtskt. Das Sonwendgebirge im Unterinntal. - in: WÄHNER & SPENGLER, E.(Hrsg.): Das Sonwendgebirge im Unterinntal. - Leipzig/Wien (Deuticke).
- WEIDICH, K.F. (1984a): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Paläoökologie der Foraminiferengesamtfauuna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Alpen. - Bayer.Akad.Wiss.,math.-naturw.Kl.,Abh., N.F. 162: 151 S., 51 Abb., 21 Taf., München.
- WEIDICH, K.F. (1984b): Über die Beziehungen des "Cenomans" zur Gosau in der Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. - Geol.Rdsch., 73(2): 517-566, 11 Abb., Stuttgart.

- WEIDICH, K.F. (1984c): Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. - Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr.Akad.Wiss., 7: 221-261, 13 Abb., 4 Taf., Wien.
- WEIGEL, O. (1937): Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. - Jb.Geol.B.-A., 87: 11-40, 6 Abb., 1 geol.Kt., Wien.
- WEISS, W. (1975): Mikropaläontologische Gliederung der Unteren Gosauschichten im N-Teil des Beckens von Gosau (Oberösterreich). - Unveröff. Dipl.-A., Univ. Tübingen, 73 S., 12 Abb., 3 Taf., 3 Kt., Tübingen.
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). - N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 132(2): 219-238, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1 Beil., Stuttgart.
- WHITAKER, J.H. McD. (1974): Ancient submarine canyons and fan valleys. - in: DOTT, R.R. & SHAVER, R.M.(Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - SEPM Spec.Publ., 19: 106-125, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - Jb.Geol.B.-A., 106: 89-119, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. - Geol.Rdsch., 56: 308-320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- WONDERS, A.A.H. (1979): Middle and Late Cretaceous pelagic sediments of the Umbrian Sequence in the Central Apennines. - Proc.Kon.Ned.Akad.Wetensch., B 82: 171-205, 5 Abb., 13 Taf., Amsterdam.
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). - N.Jb.Geol.Paläont., Abh., 100(1): 11-82, 9 Fig., 5 Abb., 3 Profile, 5 Diagr., Stuttgart.
- WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphogenesis. - Geol.Rdsch., 73(1): 259-277, 7 Abb., Stuttgart.
- ZACHER, W. (1966): Die Kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). - Mitt.Bayer.Staatsslg. Paläont.hist.Geol., 6: 213-228, 4 Abb., München.
- ZAPFE, H. (1937): Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. - Verh.Zool.-Bot.Ges.Wien, 86/87: 73-124, 10 Abb., 1 Tab., Wien.
- ZEIL, W. (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. - N.Jb. Geol.Paläont., Abh., 103: 375-412, 8 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- ZEKELI, F. (1852): Die Gastropoden der Gosaugebilde. - Abh.Geol.R.-A., 1/II: 124 S., 1 Tab., 24 Taf., Wien.
- ZIRKL, E. (1957): Der Melaphyr von Hallstatt. - Jb.Geol.B.-A., 100: 139-178, 5 Abb., Taf.11-14, Wien.
- ZITTEL, K. (1864-1866): Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. - Dkschr. Akad.Wiss., math.-natw.Cl., 24 (1864): 105-176, Taf.1-10, 25 (1866): 76-122, 4 Abb., 5 Tab., Taf. 11-27, Wien.

#### GEOLOGISCHE KARTEN

- AMPFERER, O. (1918): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt 5048 Rattenberg. - K.u.K. geol. R.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1925): Geol. Spezialkarte d. Republik Österreich, Bl. 4948 Kufstein 1 : 75 000.- Geol.- B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1927): Geol. Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. 4949 Lofer und St.Johann 1 : 75 000, Geol.B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Heiterwand und Muttekopfgebiet, 1 : 25 000. - Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O., HAMMER, W. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Parseier Sp. Gruppe, 1 : 25 000. - Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Arlberg-Gebiet, 1 : 25.000. - Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O., BENZINGER, Th. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Klostertaler Alpen, 1 : 25 000. - Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologische Karte des Kaisergebirges, 1 : 25 000. - Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1912): Geologische Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1 : 75 000, Bl. 5047, Innsbruck und Achensee. - K.u.K. Geol. R.-A., Wien.
- FRANZ, U. (1966): Geologische Karte der Oberwössener Mulde 1 : 25 000 (Beil.).- Unveröff.Inaug.-Diss. Inst.f.Paläont.u.hist.Geol.München: Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen, München.
- GANSS, O. (1953): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Nr. 665 Schliersee. - Bayer. Geol. L.-A., München.
- GANSS, O. (1966): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. Nr. 8240 Marquartstein. - Bayer. Geol. L.-A., München.
- GANSS, O. (1975): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Bl. Nr. 666 Reit im Winkl. - Bayer. Geol. L.-A., München.

- GANSS, O. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 100000, Bl. Nr. 667 Bad Reichenhall - Bayer. Geol. L.-A., München.
- PLÖCHINGER, B. (1972): Geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1 : 25 000, Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich, 95, St. Wolfgang im Salzkammergut 1 : 50 000, Geol. R.-A., Wien.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte von Salzburg und Umgebung, 1 : 50 000, Geol.R.-A., Wien.
- SCHIDLowski, M. (1961): Zur Revision des ostalpinen Deckenbaues im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. - 5 Abb., 1 Taf.; Geologische Karte des ostalpinen Anteils der Vorarlberger Alpen zwischen Kleinem Walsertal und Oberem Lech (Vorarlberg, Österreich). Maßstab etwa 1 : 40 000. - Zt. dt. geol. Ges., 113: 161-175, Hannover.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1960): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Bl. 662 Füssen. - Bayer. Geol. L.-A., München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. & DOBEN, K. (1975/1979): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Bl. 663 Murnau. - Bayer. Geol. L.-A., München.
- WÄHNER, F. & SPENGLER, E. (1903/1935): Geologische Karte des Sonnwendgebirges 1 : 25 000, (Beil.). - in: WÄHNER, F. & SPENGLER, E. (Hrsg.): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. - 1. Teil: XII+356 S., 19 Taf., 1 Kt.; 2. Teil: XVI+200 S., 29 Taf., 1 Kt., Leipzig/Wien (Deuticke).
- ZACHER, W. (1962a): Geologische Karte von Bayern, Bl. Nr. 8429 Pfronten, 1 : 25 000. - Bayer. Geol. L.-A., München.
- ZACHER, W. (1962b): Geologische Karte von Bayern, Bl. Nr. 8430 Füssen, 1 : 25 000. - Bayer. Geol. L.-A., München.