
BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A/Band 20

Festschrift
MAX RICHTER

– zum 80. Geburtstag –
gewidmet von seinen Schülern und Freunden

redigiert von
Joachim Pohlmann



Berlin 1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
und der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:

Dr. G. Pöhlmann (TFH), Dr. J. Pöhlmann (FU)
Dr. H. Seyfried (TU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

ISBN 3-49600205-0

© 1980 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(A)	20	/	235 S.	Berlin 1980
------------------------	-----	----	---	--------	-------------

Festschrift
MAX RICHTER

– zum 80. Geburtstag –
gewidmet von seinen Schülern und Freunden

redigiert von
Joachim Pohlmann



1980

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

VORWORT

Mit dieser Festschrift soll das wissenschaftliche und akademische Wirken von MAX RICHTER geehrt werden. Anlässlich seines 65. Geburtstages widmeten ihm seine Schüler bereits eine Festschrift, doch setzte der Jubilar seine Lehre und Forschung bis zum heutigen 80. Geburtstag in körperlicher und geistiger Frische fort.

Das Geologisch-Paläontologische Institut der Freien Universität Berlin und die 1970 daraus hervorgegangenen Institute für Geologie, Angewandte Geologie und Paläontologie verdanken MAX RICHTER viel. 30 Jahre lang hat er seine Kraft in den Dienst des Aufbaus und der Konsolidierung dieser wissenschaftlichen Einrichtungen gestellt. Seinen Initiativen ist es maßgeblich zu verdanken, daß aus einer Dachstube in Lichterfelde-West sieben personell und instrumentell gut ausgestattete Villen in Dahlem wurden. Seinen Traum vom "Geozentrum" an der Freien Universität Berlin zu verwirklichen, bleibt allerdings seinen Schülern überlassen, die dies auch als wichtige Aufgabe verstehen.

Entsprechend der vorrangigen Forschungstätigkeit von MAX RICHTER erhielt die Festschrift als Rahmenthema "Geologie junger Orogene". Über 50 Jahre geologisches Arbeiten in den Alpen, aber auch im gesamten Mittelmeerraum und in Nordamerika erbrachten eine Fülle von Publikationen des Jubilars mit richtungsweisenden Erkenntnissen.

MAX RICHTER kann auf die stattliche Zahl von 110 Schülern verweisen, die allein aus dem Berliner Institut hervorgegangen sind. Sie sind in allen 5 Kontinenten als Geologen in der Industrie oder an Hochschulen tätig. Sie werden an seinem 80. Geburtstag mit Dankbarkeit an ihn denken, selbst wenn sie nicht beim Festcolloquium anwesend sein können.

Als Schriftleiter hat sich Herr Dr. Pohlmann besondere Verdienste um das rechtzeitige Erscheinen der Festschrift erworben, und auch Frau Marita Bryant sowie Herrn Alain Spohn soll für die Übersetzungen der Zusammenfassungen gedankt werden.

Die Mitarbeiter der Institute

INHALTSVERZEICHNIS

<u>Festvorträge</u>	Seite
A. W. RUTTNER: Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran	3
V. JACOBSSHAGEN: Die eozäne Orogenese in der Ägäis	21
 <u>Geschichtliches</u>	
J. LIEDHOLZ: Ober 200 Jahre Geowissenschaften in Berlin	34
 <u>Rahmenthema: Geologie junger Orogene</u>	
P. GIESE: Krustenstruktur der Alpen	51
E. DENEKE und K. GÖNTHER: Sedimentpetrographische Untersuchungen in den tertiären Grauwackenserien des Nordapennins	65
H. IBBEKEN: Die Nivione Struktur, eine kleine oberoligozäne 'sedimentary ridge' im nordwestlichen Apennin	81
K. REUTTER: Subduktion und Orogenese im Nord-Apennin	100
P. J. WIGGER: Seismische Studien zur Bestimmung der Krustenstruktur im Gebiet der geothermalen Anomalien der Toskana	116
K. GÖRLER und B. UCHDORF: Zur quantitativen Erfassung von Erosion und Denudation	121
C. HEMMER: Die Lineamente des Zagros-Gebirges im Iran	137
W. GOCHT und E. PLUHAR: Tektonische Ursachen der Zinnmineralisation in SW-Thailand	153
D. HELMCKE und G. PÖHLMANN: Geologische Interpretation des zentralen Arakan-Küstenbereiches (Union von Burma) nach LANDSAT-Szenen und ihre kartographische Darstellung	165
J. LOESCHKE: Vulkanismus und Geotektonik am nordwestlichen Kontinentalrand der USA (Oregon und Washington)	175
 <u>Spezialthemen</u>	
W. BOSCH: Das Schmelzverhalten von Graniten und Dioriten im hydrothermalen Experiment	186
D. HELMCKE, J. POHLMANN und R. ZYLKA: Die Flußsysteme des oberen Sepik (Papua New Guinea) und des Digul (Irian Jaya/Indonesien)	196
S. HENKEL und G. KRUSAT: Die Fossil-Lagerstätte in der Kohlengrube Guimarota (Portugal) und der erste Fund eines Docodontiden-Skelettes	209
E. KLITZSCH: Neue stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse aus dem Nordwest-Sudan	217
K. WEBER: Die Entwicklung tektonischer Gefüge in gefalteten und geschieferten Spilitkörpern aus dem Ostsauerländer Hauptsattel (Rheinisches Schiefergebirge)	223

SEDIMENTATION UND GEBIRGSBILDUNG IN OST-IRAN

- Erläutert an drei Beispielen -

von

A.W. RUTTNER⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Auf Grund der neuen STÖCKLIN'schen tektonischen Gliederung des Großraumes zwischen Iran und Zentralasien werden drei, dem Autor gut bekannte Gebiete Ost-Irans geschildert und einander gegenübergestellt:

1. Das Gebiet Tabas - Shirgesht - Ozbak-kuh als Beispiel für die "Zentrale Domäne"; charakterisiert
 - durch eine über 8000 Meter mächtige epikontinentale paläozoisch-altmesozoische Schichtfolge;
 - durch eine Erosions- und zum Teil Winkeldiskordanz an der Basis des Lias;
 - durch eine mannigfaltige Schichtfolge des Jura, und
 - durch eine kräftige jung-alpidische Orogenese in schmalen Zonen zwischen mehr oder weniger stabilen Blöcken.
2. Das Gebiet von Aghdarband als Beispiel für die "Nördliche Domäne", ausgezeichnet
 - durch eine schwach metamorphe, klastische und wahrscheinlich vorwiegend alt-paläozoische Schichtfolge (mit nachgewiesenem Oberdevon);
 - durch eine kräftige herzynische Orogenese;
 - durch eine nicht-metamorphe permo-triassische, zum Teil pyroklastische Schichtfolge, und
 - durch eine sehr ausgeprägte alt-kimmerische Diskordanz unter dem mächtigen alpidisch kaum gestörten jurassisch-tertiären Schichtmantel des Kopet Dagh.
3. Persisch-Baluchestan und Makran (westlicher Teil) als Beispiel für den inneren Teil des "Axialen Ophiolith-Gürtels" mit seinen mächtigen tertiären "Flysch"- und "Molasse"-Ablagerungen.

Im alt-kimmerischen Gebirgsbau der "Nordlichen Domäne" (Aghdarband) herrscht intensive Verfaltung sowie nordvergente Verschuppung und Oberschiebung vor. In der "Zentralen Domäne" dagegen sind es Bewegungen einzelner Blöcke gegeneinander, die im späten Eozän, bzw. im Oligozän stattgefunden haben; im weiteren Tabas-Gebiet liegt sehr wahrscheinlich eine Rotation des Tabas-Lut-Blockes im entgegengesetzten Uhrzeigersinn vor.

Schließlich werden Unterschiede zum Bewegungsbild der Alpen (insbesondere Ostalpen), aber auch Hinweise auf Gemeinsamkeit zwischen Ost-Iran und den Alpen erörtert.

⁺ Anschrift des Verfassers: Dr. Anton W. Ruttner, Seehof 19, A-3293 Lutz/See, Österreich

ABSTRACT

Based on J. STÜCKLIN's attempt to correlate the main structural zones between Iran and Central Asia, three areas located in East Iran (well known to the author) are presented and compared:

1. The area Tabas - Shirgesht - Ozbak-kuh in the "Central Domain" characterized
 - by an epicontinental sequence of beds being more than 8000 meters thick and Paleozoic to Early Mesozoic in age;
 - by an erosional disconformity and, partly, even by an angular unconformity at the base of the Liassic;
 - by a manifold sequence of Jurassic beds, and
 - by a strong late Alpine orogeny restricted to narrow zones between (or around) more stable blocks.
2. The area of Aghdarband located in the "Northern Domain" (Kopet Dag), showing
 - mildly metamorphosed clastic beds which are probably Early Paleozoic in age, Upper Devonian being established;
 - a strong Hercynian diastrophism;
 - a non-metamorphic Permo-Triassic sequence, the Triassic being partly composed of pyroclastics, and
 - a pronounced Early Kimmerian unconformity below a thick sedimentary cover of Jurassic to Tertiary beds.
3. Western Baluchestan and Makran as part of the inner sub-belt of the "Axial Ophiolitic Belt" including thick "Flysch"- and "Molasse"-deposits, recently mapped by Iranian, Australian and American geologists.

In the "Northern Domain" (Aghdarband) the pre-Liassic orogeny brought about intensive folding and northward thrusting. In the "Central Domain", however, more or less stable blocks have been moved and probably rotated counter-clockwise against one another in Late Eocene or/and Oligocene times causing narrow zones of extreme deformation and even metamorphism, especially between or close to major faults.

Finally, differences as well as possible commonnesses between East Iran and the Alps (especially the Eastern Alps) are discussed.

RESUME

En raison de la nouvelle division tectonique de STÜCKLIN, intéressant la région située entre l'Iran et l'Asie centrale, trois zones de l'Iran oriental, bien connues par l'auteur, sont décrites et comparées:

1. La zone Tabas - Shirgesht - Ozbak-kuh comme exemple pour le domaine central, caractérisée par
 - une série de couches épicontinentale avec une puissance supérieure à 8000 mètres, d'âge allant du paléozoïque au début mésozoïque;
 - une discordance d'érosion et en partie angulaire à la base du lias;
 - une série de strates jurassique très diverse, et
 - une intense orogénèse alpine tardive au sein de zones étroites situées entre des blocs plus ou moins stables.
2. La zone de Aghdarband, exemple pour le domaine septentrional, distinguée par
 - une série de roches clastiques, légèrement métamorphisée et probablement en majeure partie d'âge paléozoïque inférieur, avec mise en évidence de dévonien supérieur;
 - une orogénèse hercynienne intense;
 - une série de strates permo-triasique non-métamorphique, en partie pyroclastique, et
 - une discordance pré-liasique très nette sous un paquet très puissant de roches jurassiques-tertiaires du Kopet Dag, n'étant pratiquement pas intéressé par les déformations alpines.
3. Baluchestan occidentale et Makran, comme exemple pour la partie intérieure de la "zone ophiolitique axiale" avec ses dépôts tertiaires puissants de "flyschs" et de "molasses".

Dans le "domaine septentrional" l'orogénèse pré-liasique est origine d'un plissement intense et de formation d'écaillés et de chevauchements de nette polarité nord. Dans le "domaine central" par contre il s'agit de pivotements relatifs entre quelques blocs, durant l'éocène tardif, ou l'oligocène; dans la région de Tabas il s'agit très probablement d'une rotation du bloc de Tabas-Lut en sens inverse de la montre.

Enfin, des différences avec les Alpes (avant tout les Alpes orientales), mais aussi des communautés entre l'Iran oriental et les Alpes sont discutées.

Seit mehr als hundert Jahren bemühen sich Geologen, einem Verständnis des Baues der Alpen näher zu kommen. Unser Jubilar stand ja in vorderster Linie in diesem Ringen. Es gab großartige Entdeckungen, und es entstand unter anderem auch die Decken-Theorie, die viele Probleme zu lösen schien und die nach langen und hitzigen Diskussionen schließlich durch Bohrungen im Kalkalpen- und Flyschbereich ihre Bestätigung erfuhr. Aber es stellte sich auch heraus, daß die Alpen eines der am stärksten eingegengten und daher auch eines der am schwersten dem Verständnis zugänglichen Krustenstreifen unserer Erde ist. Vor allem blieb eine Hauptfrage offen, mit der sich die Forscher von Anfang an beschäftigt hatten: wie soll man sich die Ausgangssituation vorstellen, die vorhanden war, bevor die alpine Orogenese Decke auf Decke türmte? Die moderne Theorie der Plattentektonik macht die Beschäftigung mit dieser Frage zwar noch reizvoller, deren Beantwortung aber keineswegs einfacher.

Es lag - und liegt - daher nahe, Gebiete innerhalb des erdumspannenden alpinen Orogens ausfindig zu machen in denen die Einengung nicht so groß ist wie in den Alpen und wo die einzelnen Gesteinszonen, die in den Alpen übereinander gestapelt sind, noch mehr oder weniger in der ursprünglichen prae-alpidischen Situation nebeneinander liegen. Hier bietet sich vor allem das große Iranisch-Afghanische Hochland zwischen der Scharung in Ostanatolien (im Westen) und jener des Pamirs (im Osten) an. In der Mitte zwischen diesen beiden Scharungen, etwa in Ost-Iran, beträgt die Entfernung zwischen den Zagros-Ketten westlich von Bandar Abbas im Süden und dem Kopet Dagh im Norden 1300 km; dem steht eine Länge des Alpenquerschnittes zwischen Udine und Salzburg von nur 200 km gegenüber.

Große Teile dieses Iranisch-Afghanischen Hochlandes waren bis vor kurzem in geologischer Hinsicht terra incognita. Während der vergangenen 15-20 Jahre hat aber auch in diesen ausgedehnten und entlegenen Gebieten die geologische Forschung entscheidende Fortschritte gemacht: in Afghanistan durch die Tätigkeit deutscher, französischer und russischer Geologen, in Iran vor allem durch die Aktivitäten des im Jahre 1962 gegründeten Geological Survey of Iran (GSI). Im Rahmen dieses mit UN-Hilfe errichteten Geologischen Dienstes arbeiteten Geologen aus aller Welt gemeinsam mit ihren Iranischen Kollegen an der Vervollständigung eines groß angelegten geologischen Kartenwerkes, von dem heute schon eine Anzahl von Kartenblättern im Maßstab 1:250.000 und 1: 100.000 gedruckt vorliegen. Leider wurden diese Aktivitäten durch die politischen Ereignisse zu Beginn des Jahres 1979 jäh unterbrochen. Dabei blieben - vorläufig zumindest - auch zwei große, schon weit fortgeschrittene Forschungsprojekte auf der Strecke: das "East Iran Project" des Geologischen Dienstes, das mit Hilfe australischer, US-amerikanischer, kanadischer und französischer Firmen, bzw. Organisationen durchgeführt wurde, und das Schwerpunktprogramm "Iraniden" der Deutschen Forschungsgemeinschaft, das in enger Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst einen sehr erfolversprechenden Verlauf genommen hatte.

Ich selbst durfte diese Entwicklung der geologischen Forschung in Iran ab 1956 als geologischer Berater Iranischer Bergbau-Firmen, zwischen 1962 und 1967 als UN-Experte beim Aufbau des GSI und schließlich (1977/78) als auswärtiger Mitarbeiter des GSI miterleben. Dieser Tätigkeit entsprangen die drei Beispiele, die im Folgenden kurz skizziert werden sollen.

J. STÜCKLIN, wohl einer der besten Kenner der Geologie Irans und des Mittleren Ostens, hat in seiner "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia" (1977) eine tektonische Gliederung dieses Großraumes auf Grund des derzeitigen Forschungsstandes versucht (Abb. 1). Er unterscheidet vier große

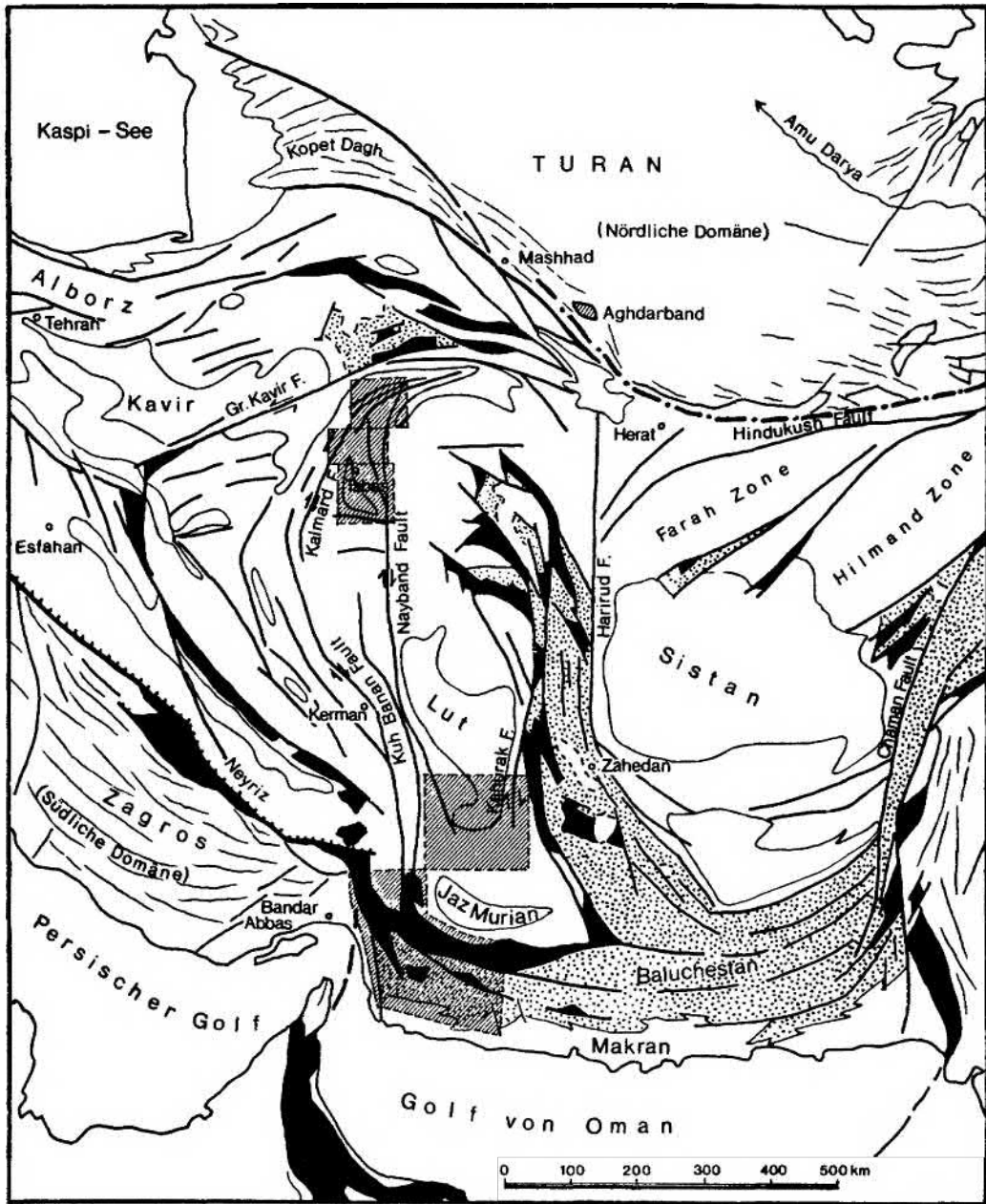


Abb. 1: Tektonische Skizze von Ost-Iran und West-Afghanistan. Nach J. STÖCKLIN, 1977, vereinfacht und etwas verändert unter Benutzung der tektonischen Karten von J. STÖCKLIN & M. NABA VI (1973) und M. BERBERIAN (1976).
Schwarz: Ophiolith- und Mélange-Komplexe, mit den dazugehörigen ozeanischen Sedimenten.
Punktiert: Tertiäre (z.T. auch kretazische) "Flysch"-Abfolgen.
Schraffiert: Hier behandelte Bereiche.

tektonische Einheiten, die er "Domänen" nennt und die - durch einschneidende tektonische Linien oder Zonen voneinander getrennt - durch den ganzen Großraum von Westen nach Osten mehr oder weniger gut verfolgbar sind. Trotz aller internen Komplexität hat jede dieser "Domänen" ihre eigene, für sie charakteristische geologische Geschichte, und zwar vor allem hinsichtlich des Krustencharakters - ob ozeanisch oder kontinental - und des Alters der Konsolidierung des Grundgebirges. Es sind dies:

1. Die Südliche Domäne, bestehend aus kontinentaler Kruste mit kristallinen, praekambrisch konsolidiertem Grundgebirge und einem Paläozoikum in Plattformfazies; es handelt sich um frontale Teile alter Massen, die jung-alpidisch gefaltet und zum Teil auch in Überschiebungsdecken zerlegt wurden: im Westen die Zagros-Ketten vor dem Arabischen Schild und im Osten die kristallinen Schubmassen des Himalaya sowie die randlichen Faltenzonen des Indischen Schildes, wie die Siwaliks in Indien oder die Salt Range und die Soleiman - Kirthar Range in Pakistan.
2. Der Axiale Ophiolith-Gürtel von ozeanischem Krustencharakter, der sich von Kurdistan in Nordwest-Persien in einem weit nach Süden ausschwingendem Bogen entlang der Zagros-Überschiebung bis zum Golf von Oman und von dort gegen Nordosten über Qwetta in die Region südöstlich von Kabul, und dann weiter gegen Osten über die Südflanke von Hindukusch und Karakorum bis in das oberste Industal verfolgen läßt; Aste dieses Ophiolith-Gürtels dringen gegen Norden weit in die "Zentrale Domäne" Irans und Afghanistans ein.
3. Die Zentrale Domäne kontinentaler Kruste, welche das gesamte zentrale Iran (einschließlich des Alborz-Gebirges), das zentrale und südliche Afghanistan, den südlichen und östlichen Hindukusch, den zentralen und südlichen Pamir und den Karakorum umfaßt; sie besteht aus einem Mosaik von Faltenzonen und mehr oder weniger stabilen "Blöcken" und ist im ganzen charakterisiert durch ein praekambrisch konsolidiertes kristallines Grundgebirge, eine oft sehr lückenhaft paläozoische Schichtfolge von Plattformtypus, die - vor allem im Westen - jener der südlichen Domäne sehr ähnelt, eine im Gegensatz zur "Südlichen Domäne" sehr wechselhafte Geschichte während der Jura- und Kreidezeit, sowie durch eine kimmerischen und alpidischen Verformung regional wechselnder Intensität, vielfach gekoppelt mit intrusivem und extrusivem Magmatismus.
4. Die Nördliche Domäne, im Osten getrennt von der "Zentrale Domäne" durch das Hindukusch-Wanch-Akbaytal-Lineament und charakterisiert durch ein herzynisch konsolidiertes Grundgebirge, durch eine sehr ausgeprägte alt-kimmerische Orogenese und durch eine verhältnismäßig schwache, gegen N ausklingende jung-alpidische Faltung; zu ihr gehört die Südkaspische Depression, der Kopet Dagh, der Paropamisus in NW-Afghanistan, der westliche Hindukusch und der nördliche Pamir mit den ihm nördlich vorgelagerten Gebirgsketten.

Es ist nun verlockend, diese "Domänen" in einem repräsentativen Querprofil im Einzelnen miteinander zu vergleichen. Das Schwerpunktprogramm "Iraniden" könnte nach seiner Beendigung einen solchen Vergleich entlang einer kontinuierlichen Geotraverse quer durch Iran liefern. Sozusagen als vorläufigen Ersatz dafür kann ich heute eine kurze vergleichende Schilderung von drei begrenzten Bereichen Ost-Irans bieten. Diese drei Gebiete, welche ich teils durch eigene Kartierungsarbeit, teils im Rahmen des "East Iran Project" näher kennen gelernt hatte, liegen ungefähr auf einer S-N-verlaufenden Linie; je eines dieser Gebiete befindet sich in der "Zentralen Domäne", in der "Nördlichen Domäne" und im nördlichen Teil des "Ophiolith-Gürtels" (Abb.1).

"Zentrale Domäne": Das Gebiet östlich und nördlich von Tabas

Eines der ersten Arbeitsprogramme des neu gegründeten Geological Survey of Iran war die geologische Kartierung des etwa 200 km langen Gebirgszuges, der östlich des Beckens von Tabas S-N streicht und dann weiter im Norden - hier die Ostbegrenzung der Großen Kavir bildend - allmählich in NE-, bzw. ENE-Streichen umbiegt. Es waren drei Kartenblätter im Maßstab 1:100.000 geplant; das südlichste und mittlere davon sind in Druck erschienen (Shotori Range, STÜCKLIN, EFTEKHAR-NEZHAD, HUSHMAND-ZADEH, 1965 und Shirgesht Area, RUTTNER, NABAHI, HAJIAN, 1968), das nördlichste Kartenblatt (Ozbak-kuh Mountains, RUTTNER, NABAHI, ALAVI) liegt nur als Probe-druck vor.

Das Gebiet umfaßt im Süden die Shotori Kette; weiter im Norden die Berge um Shirgesht, die isolierten Derenjal Berge und ganz im Westen die Pirhajaj Berge; und schließlich im Norden die Ozbak-kuh Berge, den Sefid Kuh am Rande der Großen Kavir und - nördlich der Ozbak-kuh Berge - den Gebirgszug Kuh-e-Sarhangi - Zeber Kuh. Die einzige größere Siedlung in diesem Gebiet war Tabas. Als wir im Jahre 1963 mit den Arbeiten in die-

sem Gebiet begannen, konnten wir nicht ahnen, daß das saubere kleine Oasen-Städtchen und 40 Dörfer seiner Umgebung 16 Jahre später nach dem verheerenden Erdbeben des 16. September 1978 nur mehr Trümmerhaufen sein würden.

Zwischen 1963 und 1966 erbrachten die Kartierungsarbeiten des GSI den Nachweis der nach unseren heutigen Kenntnissen vollständigsten paläozoisch-altmesozoischen Schichtfolge Zentralpersiens (Abb. 2). Das prae-kambrische Grundgebirge dieser Schichtfolge ist ein mesozonales "Altkristallin" bestehend vorwiegend aus Amphibolit, Orthogneis, Glimmerschiefer und Marmor. Darin stecken größere und kleinere Körper eines roten Granites. Dieser kristalline Komplex tritt nur im nördlichen Teil des Gebietes zutage, und zwar beiderseits (nordwestlich und südöstlich) der Ozbak-kuh Berge und nördlich davon im Gebirgszug Kuh-e-Sarhangi - Zeber Kuh. Eine genauere petrologische Bearbeitung dieser kristallinen Gesteine steht noch aus. Sporadisch auftretende rot-violette oder grüne Serizit-Schiefer, sowie stark gefaltete bräunliche und grünliche serizitische Kalkschiefer ("Schorm Beds") können als schwach metamorphes jüngerer Praekambrium gedeutet werden.

Die paläozoisch-altmesozoische Schichtfolge selbst hat eine Gesamtmächtigkeit von etwa 8000 m. Sie beginnt mit Dolomit und "Red Beds" des Infra- und Unterkambriums, reicht bis in die mittlere Trias hinauf und besteht im wesentlichen aus tonigen und karbonatischen Schichten in Flachwasser-Fazies. Vorherrschende Fossilgruppen sind - neben Trilobiten - Korallen und Brachiopoden. Cephalopoden-Fazies wurde nur in je einem Horizont des Oberdevon und des Unterkarbon festgestellt, Graptolithenfazies fehlt vollständig. Die Schichtfolge schließt nach oben mit einem zum Teil sehr mächtigen Paket von Kalk und Dolomit ab, das durch eine auffallend rot gefärbte Zwischenlage (Sorkh Shale) in die tiefere Jamal Formation (mittleres bis oberes Perm) und die höhere Shotori Formation (untere bis mittlere Trias) getrennt wird. Die roten kalkigen Schiefertone der Sorkh Shale Formation (mit Rippelmarken und einer sehr spärlichen Fauna der tiefen Trias) markieren einen Hiatus in der Sedimentation an der Wende Perm-Trias, der weiter im Süden (Lakar Kuh östlich von Ravar) mit Gipsvorkommen und Verkarstungserscheinungen deutlicher in Erscheinung tritt (STÜCKLIN, 1961; KLUYVER, 1978).

Eine größere Schichtlücke könnte innerhalb des oberen Teiles der Sardar Formation vorhanden sein. Für den tieferen Teil ist Unterkarbon bis Visé-Namur durch Goniatiten, Korallen und Brachiopoden erwiesen. Oberkarbon ist zwar in der Shotori Kette durch den Fund von *Gastrioceras (Brannoceras) branneri* und in den Ozbak-kuh Bergen durch Conodonten bestätigt (WALLISER, 1966), aber Lagen von Konglomerat und quarzitischem Sandstein sowie leichte Winkeldiskordanzen innerhalb der im wesentlich sandig-tonigen und nur im nördlichen Teil des Gebietes (Ozbak-kuh Berge) stärker kalkigen Sardar Formation sprechen für eine gewisse Unruhe während des Oberkarbons. Dies wäre die einzige Andeutung einer herzynischen Orogenese in diesem Gebiet. Hinweise für eine kaledonische Orogenese fehlen gänzlich, es sei denn, daß man das Auftreten von Red Beds mit Dolomit und Gips im tiefen Devon (Padeha Formation) als einen solchen Hinweis auffaßt.

Hingegen gibt es sehr deutliche Anzeichen für eine alt-kimmerische Gebirgsbildung an der Grenze Trias-Lias. Die Sandsteine der Shemshak Formation (?Rhät-Lias) liegen, wo sie vorhanden sind, mit deutlicher Erosionsdiskordanz auf Mitteltrias oder Perm. Wo die Shemshak Formation fehlt - wie z.B. südwestlich von Shirgesht -, liegt Kalk des höheren Jura mit ausgeprägter Winkeldiskordanz auf Gesteinen der Mitteltrias, des Perm und des Karbon. Obertrias fehlt in unserem Gebiet⁺. Sie ist weiter im Süden (Nayband) wohl entwickelt; aber selbst dort, im Typus-Gebiet der mächtigen obertriadischen Nayband Formation, konnte kürzlich KLUYVER (1978) eine Verkarstung und Mineralisation zwischen Shotori- und der überlagernden Nayband-Formation nachweisen.

Mit dem neuen Einsetzen der Sedimentation im Lias oder Dogger änderte sich auch der Sedimentations-Typus. Im höheren Jura finden wir knapp nebeneinander und zum Teil miteinander verfigert die verschiedensten Fazies-Typen: Riffkalk, geschichteter Pecten-Kalk, ammonitenführende Mergel (z.T. sandig, manchmal gipshaltig) und echte Red Beds mit Salz und Gips. Es ist eine Sedimentation auf einem sich ungleichförmig senkenden Boden, dessen unruhiges Relief - Becken und Schwellen - wahrscheinlich durch die alt-kimmerische Gebirgsbildung vor-gezeichnet war (STÜCKLIN et al., 1965; SEYED-EMAMI, 1971). SEYED-EMAMI postulierte auf Grund der reichen kondensierten Ammonitenfauna der Badamu Formation für das Toarcien und Bajocien eine Verbindung des flachen ost-iranischen Meeresbeckens mit der kaukasisch-turkmenischen Geosynklinale dieser Zeit.

⁺) Neuerdings glauben E. KRISTAN-TOLLMANN et al. (1979, S. 127) auf Grund einer Revision der bei L. ZANINETTI et al. (1974) und P. BRÖNNIMANN et al. (1974) abgebildeten Foraminiferen nachweisen zu können, daß der Shotori-Dolomit mit dem auflagerndem plattigen Kalk (Espahk Formation) weit in das Nor hineinreicht.

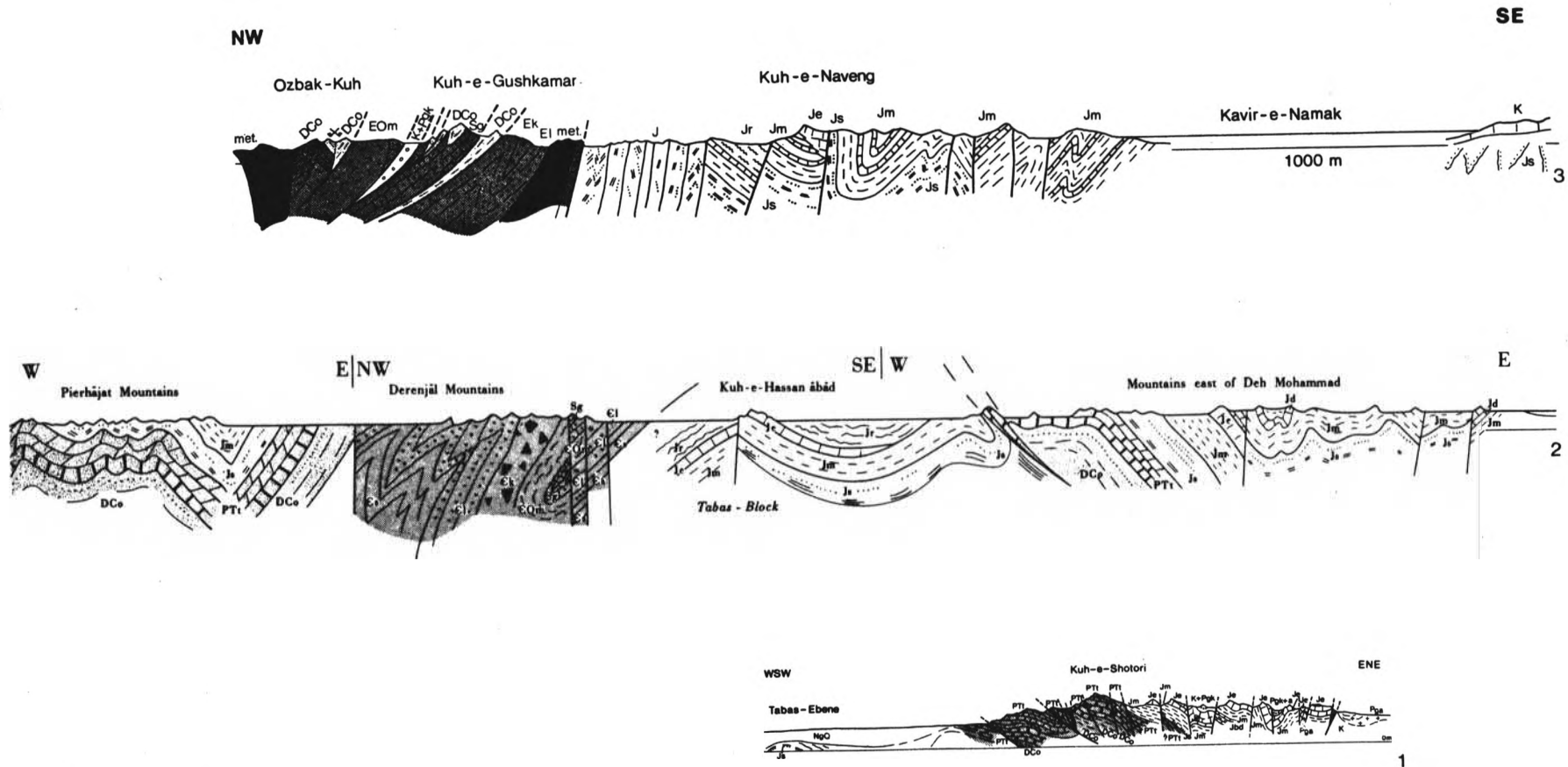


Abb. 2: Profile durch das Gebiet von Tabas i.M. 1:250.000
 Profil 1: Schnitt durch die Shotori-Kette östlich von Tabas (nach STÜCKLIN et al., 1965, verkleinert und vereinfacht),
 Profil 2: Synoptisches Profil durch das Gebiet von Shirgesht nördlich von Tabas (aus RUTTNER et al., 1968),
 Profil 3: Synoptischer Schnitt durch die Ozbak-kuh - Berge und durch das Gebiet östlich davon.
 Legende: Pga: paläogene Andesite und Dazite, Pkg: paläogene Konglomerate (Kerman Konglomerat; K: Kreide; J: Jura i.a.; Jr: Garedu Red Beds (Oberjura); Je: Oberjura, kalkig (Esfandiar Lst., Ghal'eh Dokhtar Form., z.T.); Js: Shemshak Form. (Lias); PTt: Tabas Group (Trias-Perm); DCo:Ozbak-kuh Group (Karbon-Devon); Sg: Gushkamar Group (Devon-Silur); Om, EOm: Mila Group (k: Kalsahneh Form.), Ordovizium-Kambrium; 1, El: Lalun-Zaigun Form., (tiefes Kambrium); s: Soltanieh (Dolo= mit, "Eokambrium"); met: metamorphe Gesteine, Granit (Praekambrium).

Mit dem Oberjura ist die marine Sedimentation in unserem Gebiet im wesentlichen beendet. Es folgt nun die Alpine Orogenese, die hier ein unverwechselbares, u.a. auch auf den Satellitenbildern deutlich hervortretendes tektonisches Bild schuf.

Dies geschah im späten Eozän und frühen Oligozän. Die älteren alpidischen Gebirgsbildungsphasen, die in anderen Teilen Zentralirans größere Bedeutung haben, sind hier zwar auch erkennbar, spielen aber für das heutige strukturelle Bild nur eine untergeordnete Rolle. So liegen an einigen wenigen Stellen Kalke, die der höheren Kreide zugerechnet werden, diskordant auf Gesteinen des höheren Jura; im Sefid Kuh sind letztere sogar leicht metamorph. Auch das Kerman Konglomerat (Oberste Kreide - Paläozän) läßt im südlichen Teil des Gebietes stellenweise eine deutliche Winkeldiskordanz an seiner Basis erkennen. Im nördlichen Teil ist es aber mit den darüber liegenden Vulkaniten überall in den dort sehr intensiven Schuppenbau mit einbezogen.

Der jung-alpidische Bau des Gebietes zeigt einige Besonderheiten⁺). Im Süden (Shotori-Kette) ist das Orogen ein schmaler durch Faltung, longitudinale Brüche und kurze Überschiebungen stark gestörter Gesteinsstreifen zwischen einem im Eozän schon konsolidierten "Lut-Block" im Osten und einem viel kleineren "Tabas-Block" im Westen. Das vorherrschende Streichen aller tektonischer Elemente ist SSE-NNW ("Shotori-Streichen"); die am Westrand der Kette zum Teil recht beträchtlichen Überschiebungen sind alle gegen Westen, also gegen den Tabas-Block gerichtet (Abb. 2, Profil 1).

Im mittleren Teil des Gebietes (Shirgesht) fanden wir eine Interferenz zwischen dem "Shotori"-Streichen (SSE-NNW) und einem "Shirgesht"-Streichen (SSW-NNE). Falten und Überschiebungen sind hier von beiden Seiten gegen das nördliche, durch Störungen etwas in Mitleidenschaft gezogene Ende des Tabas-Blockes gerichtet. Dies gilt einerseits für eine intensive Schuppenzone im Osten (Deh Mohammad), die gegen W gerichtet ist, andererseits für die breite Aufwölbung paläozoischer Gesteine im Westen (Derenjal-Berge), deren Falten gegen E überkippt sind (Abb. 2, Profil 2).

Im Norden schließlich sind die Ozbak-kuh Berge als Ganzes eine sich gegen NE verschmälernde Falten- und Schuppenzone, die bei generellem SE-NW-Streichen gegen Südosten, also gegen das nördliche Ende des Lut-Blockes gerichtet ist (Abb. 2, Profil 3). An dieser Schuppenzone sind vor allem Gesteine des Paläozoikums, aber auch solche der höheren Kreide und des Paläozäns beteiligt. Dieses verschuppte Paläozoikum ist die nordöstliche Fortsetzung der oben erwähnten Aufwölbung der Derenjal Berge. Es ist in den Ozbak-kuh Bergen beiderseits von Altkristallin begleitet und hebt im Gebirgszug Kuh-e-Sarhangi - Zeber Kuh als schmaler und stark durchbewegter, aber immer noch fossilbelegter Gesteinsstreifen zwischen Altkristallin in die Luft aus. Als nördliche, bzw. nordöstliche Fortsetzung der Shotori Kette kann der an SW-NE streichenden Brüchen zerhackte Bereich von Juragesteinen angesehen werden, der diese Schuppenzone von dem Lut-Block trennt (Kuh-e-Bam, Kuh-e-Naveng, Kolut-e-Morad Kosh).

Für die Großtektonik des Gebietes wichtiger als Verschuppungen und Überschiebungen sind aber die großen Störungslinien; sie bestimmen den Bau des Gebietes und sind zum Teil noch bis heute aktiv.

Da ist vor allem die große S-N streichende Nayband-Esfandiar-Fault zu nennen. Sie trennt die Shotori Kette messerscharf von dem Lut-Block und durchschneidet weiter im Süden quartäre Terrassen und Playa-Flächen; südlich von Nayband befinden sich heiße Quellen und kleine Vulkankegel an dieser fast 500 km langen Störung (STÜCKLIN et al., 1965). Nach den mir zugänglichen Informationen lag das Epizentrum des verheerenden Erdbebens vom 16. September 1978 genau in dieser Störung an der Ostseite der Shotori Kette (57,4° E und 33,3° N).

Eine zweite große Störung verläuft westlich des Tabas-Blockes und der Derenjal Berge in SSW-NNE-("Shirgesht"-) Richtung. Es ist dies die Chah-e-Sorb - Kalmard-Fault, die sich von hier etwa 250 km weit gegen SSW verfolgen läßt und sich dann, etwas versetzt, in die bekannte Kuh-Banan-Fault bis südöstlich von Kerman fortsetzt. Auch sie versetzt die quartäre Schotterfläche der Dasht, war also bis in die jüngste geologische Zeit hinein aktiv. Fazies- und Mächtigkeitsvergleiche von Perm- und Trias-Schichtfolgen beiderseits dieser großen Störungslinie machen es sehr wahrscheinlich, daß es sich um eine "dextral side slip fault" handelt, mit einem Verschiebungsbetrag von etwa 40-50 km (RUTTNER et al., 1968).

Die beiden Störungszonen nähern sich gegen ENE immer mehr. In derselben Richtung nimmt auch der Grad der Einengung - Verschuppung, Verfaltung und Zerschering - im Raum zwischen diesen Störungen zu; an manchen der zahlreichen Scherflächen sind in den Ozbak-kuh Bergen die paläozoischen Gesteine sogar leicht metamorph. Hand in Hand damit geht ein Herausheben des gesamten tektonischen Baues in derselben Richtung, was zur Folge hat,

⁺) Vergl. A. RUTTNER & A.E. RUTTNER-KOLISKO, 1972, Tafel 2 und H. BERBERIAN, 1976.

daß der Gebirgszug Kuh-e-Sarhangi - Zeber Kuh vorwiegend aus praekambrischem Altkristallin mit aufgelagerten schwach metamorphen Gesteinen des jüngeren Praekambriums und wahrscheinlich auch des Infrakambriums besteht. Mit dem Vorhandensein einer rückschreitenden Metamorphose ist in diesem Gebiet ebenfalls zu rechnen. Schließlich münden die beiden Störungen in eine Störungszone, die südlich und parallel zu der großen, bogenförmig W-E streichenden "Great Kavir Fault" verläuft.

Alle oben erwähnten Gebirgsketten und Berggruppen sind gegen die Ebene von Störungen begrenzt, die sich in das geschilderte strukturell Bild einfügen. Deshalb tritt dieses Bild morphologisch auf Luft- und Satellitenbildern so deutlich zutage. Die (junge) Blei-Zink-Vererzung des Gebietes (Ozbak-kuh, Chah-e-Sorb usw.) ist ganz offensichtlich an solche "Randstörungen" (O. FRIEDRICH, 1960) gebunden.

"Nördliche Domäne": Das Gebiet von Aghdarband im Kopet Dagh (Abb. 3)

In eine völlig andere geologische Welt führten mich Detailaufnahmen für einen kleinen Kohlenbergbau, die ich in den Jahren 1975 und 1976 im Gebiet von Aghdarband, etwa 100 km östlich der Stadt Mashhad, durchführte. Ich hatte dieses Gebiet schon 20 Jahre vorher besucht und wußte, daß mich dort eine sehr interessante Aufgabe erwartete (RUTTNER, 1957). Ich wurde in diesen Erwartungen nicht enttäuscht.

Schon vor 25 Jahren hatte der Schweizer Geologe K.T. GOLDSCHMID erkannt, daß sich das Kohlenvorkommen von Aghdarband in stark gefalteten pyroklastischen Gesteinen befindet, die diskordant von der mächtigen Schichtfolge Lias-Eozän des Kopet Dagh überlagert werden. Seine Vermutung, daß es sich bei dieser pyroklastischen Schichtfolge um Trias handle, wurde dann durch R. SIEBER bestätigt, der ein spät-ladinisches Alter der von GOLDSCHMID und mir aufgesammelten Ammoniten feststellte (publiziert in: OBERHAUSER, 1960).

Die Trias von Aghdarband kommt in einem großen Erosionsfenster zutage, das der Kashaf Rud und seine Nebenrinne in einer jungen Aufwölbung des östlichen Kopet Dagh geschaffen hat. Ein zentraler Teil dieses Fensters (9 km x 3 km) wurde von mir in den Jahren 1975 und 1976 im Maßstab 1:5.000 geologisch aufgenommen. Die stark gefalteten und verformten Gesteine der Trias treten hier als nur 1,5 bis 2,0 km breiter, WNW-ESE verlaufender Streifen zwischen zwei Blöcken älterer, schwach metamorpher Gesteine auf. Die nördliche Begrenzung dieses Streifens ist eine senkrecht stehende Störung, die südliche dagegen eine gegen Nord gerichtete Überschiebung.

Für die vortriadische Geschichte des Kopet Dagh lieferte der nördliche Rahmen des Trias-Streifens einige Anhaltspunkte. Hier konnte von Süden gegen Norden eine steil stehende Schichtfolge festgestellt werden: als offenbar Tiefstes ein blau-grau gefärbter Marmor, darüber eine sehr mächtige Folge von harten, dunkelgrünen Konglomeraten und Sandsteinen, auf der stark gefalteter, dünngeschichteter, dunkelgrauer bis schwarzer Kalk, schwarzer Tonschiefer und Diabas liegen; das Höchste in dieser Schichtfolge sind hier helle grünlich-graue oder rötlich-braune Tonschiefer mit karbonatischen Zwischenlagen. In den dünnschichtigen dunklen Kalken im Hangenden der Konglomerat-Sandsteinfolge fand H.P. SCHÖNLAUB (Wien) Conodonten, welche diese Kalke in das Oberdevon stellen. Man kann daher für die mächtige Konglomerat-Sandsteinfolge ein altpaläozoisches Alter annehmen. Der Marmor an der Basis ist hochmetamorph; Gerölle von diesem Marmor kann man in dem Basis-Konglomerat der Konglomerat-Sandsteinfolge finden, was auf eine größere Schichtlücke und eine Phase stärkerer Metamorphose vor Ablagerung der Konglomerate hinweist (Kaledonische oder Baikalische Gebirgsbildung?).

In den Gesteinen des südlichen Rahmens sind bisher keine Fossilien gefunden worden. Es sind vorwiegend leicht metamorphe Sandsteine und serizitführende Tonschiefer von roter oder grüner Farbe. Dieses Gesteinspaket ist, wie schon erwähnt von Süden auf die Trias-Gesteine aufgeschoben und außerdem in mehrere tektonische Schuppen zerlegt. Die höchste Schuppe besteht in dem untersuchten Gebiet aus einem violett-roten Sandstein, der sehr an den tiefkambrischen Lalun-Sandstein des Alborz-Gebirges und Zentral-Irans erinnert.

Die Gesteine der Trias selbst sind völlig unmetamorph. Sie sind stark gefaltet und die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder wechselt sehr. Abgesehen davon kann jedoch in dem ganzen untersuchten Gebiet die gleiche Schichtfolge beobachtet werden. Es ist dies, von oben nach unten:

Hangender Schieferton, nicht marin, bläulich-grau	250 m
Sandstein mit Pflanzenresten	3,0 - 5,0 m
<u>Kohlen-Horizont</u> ; Kohle und Kohlen-Schiefer	1,0 - 3,0 m
Schieferton und tuffitischer Sandstein, dunkel grau-grün	(0) - 30 - 50 m
Tufflava, massiv, dunkelgrün	(0) - 30 m

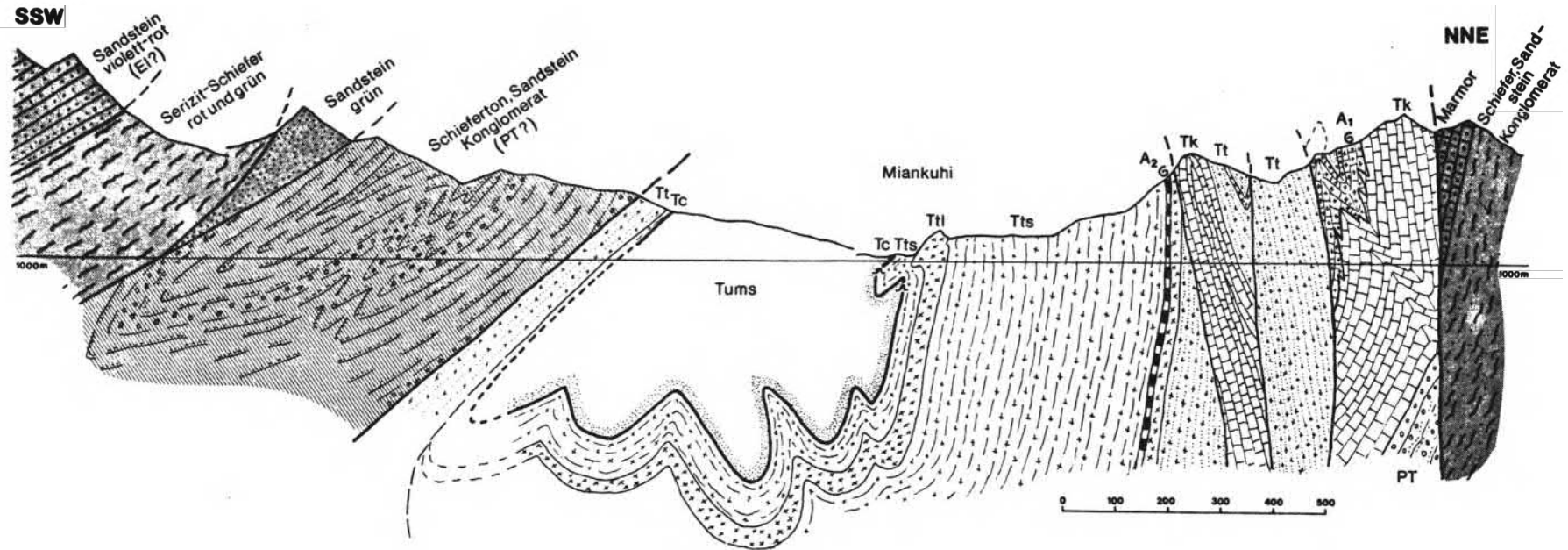


Abb. 3: Schnitt durch die Trias-Mulde von Aghdarband. Unterschiedene Schichtglieder der "Aghdarband-Formation": Tums: nicht-mariner hangender Schiefer-ton; Tc: Kohlenhorizont mit Hangendsandstein; Tts: Schiefer-ton und tuffitischer Sandstein; Tl: Tufflava; Tt: Tuff und tuffitischer Sandstein; Tk: Kalk; A₂ = Ammonitenhorizont 2, Ober-Ladin; A₁ = Ammonitenhorizont 1, Unter-Anis; PT: braunroter Schiefer-ton, Sandstein und Konglomerat (?Permo-Trias).

Schieferton, marin, dunkel grau-grün, mit tuffitischen Sandstein- Zwischenlagen; stellenw. Konglomerat	300 - 400 m
<u>Ammoniten-Horizont 2</u> : Schieferton, hell grün oder purpurrot	5 - 20 m
Tufflava, massiv, dunkelgrün	(0) - 20 m
Tuff und tuffitischer Sandstein, grünlich-grau	bis 300 m
<u>Ammoniten-Horizont 1</u> : Tuff und Kalk wechsellagernd, stellenweise Konglomerat	(0) - 50 m
Kalk, geschichtet, hell-grau; manche Schichten voll von Grabspuren	bis 300 m

In Einvernehmen mit den Iranischen Kollegen möchte ich für diese Schichtfolge den Namen Aghdarband Formation vorschlagen.

Wichtig für die altersmäßige Einstufung dieser Formation sind die beiden Ammoniten-Horizonte; das umfangreiche aufgesammelte Material wurde von den Herren F. TATZREITER UND L. KRYSYTN (Wien) bearbeitet.

Ammoniten-Horizont 1 ist nicht überall als solcher entwickelt, befindet sich aber immer in den Übergangsschichten zwischen Kalk und Tuff, bzw. tuffitischem Sandstein; er markiert zeitlich den Einsatz der vulkanischen Aktivität. Es konnten zwei Ammoniten-Zonen des Unter-Anis nachgewiesen werden, und zwar sowohl die Ismidicus- und die Osmani-Zone des Bythinium sensu ASSERETO 1974. Bemerkenswert ist die große Ähnlichkeit der Fauna mit jener, die ASSERETO von der Typ-Lokalität seiner Bythinischen Unterstufe des Unter-Anis von dem Gebiet von Gebze, etwa 40 km südöstlich von Istanbul, beschrieb.

Ammoniten-Horizont 2 erwies sich wegen seiner Fossilreichtums und seiner auffallenden Farbe als ausgezeichneter Leithorizont im Gelände. Es enthält neben einer reichen Ammoniten-Fauna auch Nautiliden, Brachiopoden, gut erhaltene Crinoiden und Foraminiferen; letztere wurden schon seinerzeit von R. OBERHAUSER (1960) beschrieben. Die Neubearbeitung der Ammoniten bestätigte die seinerzeitige Einstufung dieses Horizontes durch R. SIEBER in das Obere Ladin (Langobard 3).

Die beiden Ammoniten-Horizonte sind bis jetzt die einzigen Zeitmarken innerhalb der "Aghdarband Formation". Der unter Ammoniten-Horizont 1 liegende Kalk wird wohl ins Skyth zu stellen sein. Oberhalb des spätladini-schen Ammoniten-Horizontes 2 liegen noch einige hundert Meter tuffitischer Schichten mit spärlichen Crinoiden und winzigen Brachiopoden, dann deuten jedoch das Kohlenflöz und die reichlichen Pflanzenabdrücke auf eine beginnende Verlandung. Oberhalb des Kohlen-Horizontes wurden keine marinen Fossilien mehr gefunden. Wir dürfen annehmen, daß die Sedimentation noch bis in das frühe Karn hineinreichte, daß dann aber die ganze höhere Obertrias durch eine große Schichtlücke gekennzeichnet ist.

Die "Aghdarband Formation" wird unterlagert von einer mächtigen Schichtfolge braunrot gefärbter Schiefer-tone, Sandsteine und Konglomerate. In den letztgenannten fallen vor allem Gerölle eines roten Granite auf. Die Basis dieser braunroten Schichtfolge ist unterhalb der Trias nicht aufgeschlossen. Die gleichen braun-roten, nicht metamorphen Schiefertone und Sandsteine liegen aber auch diskordant den leicht metamorphen Ge-steinen des südlichen Rahmens auf. Wir werden nicht fehlgehen, wenn wir diese klastische Schichtfolge mit ihren charakteristischen Granitgeröllen in das Permo-Skyth stellen und sie den sehr ähnlichen Bildungen gleichstellen, die aus Turkmenien und Zentralasien von russischen Geologen als "Herzynische Molasse" beschrieben wurden (STÜCKLIN, 1974, 1977).

Sowohl die vorwiegend grünen Gesteine der "Aghdarband Formation", wie die braunroten ihrer Unterlage sind zwischen deren südlichen und nördlichen Rahmen zu einer Synklinale verformt, die im westlichen Teil des Gebie-tes durch Sekundärfalten und Longitudinalbrüche, im östlichen Teil dagegen durch Verschuppungen und durch eine Oberschiebungen des überkippten südlichen Muldenflügels auf den Kern der Mulde modifiziert ist. Die stark mit-genommene Liegendschuppe des Südlichen Rahmens, die unmittelbar auf der Trias ruht, enthält neben leicht meta-morphen älteren Gesteinen auch nicht metamorphe braunrote Konglomerate mit Granitgeröllen; wahrscheinlich ist dies die zerschuppte Unterlage des überkippten Südflügels der Mulde. Die Oberschiebungen und Verschuppungen sind gegen Norden gerichtet, die Faltenachsen tauchen - zum Teil recht steil (bis 40°) - gegen ESE ein (Abb. 3).

Über diesem ganzen komplizierten tektonischen Bau - den Falten, Oberschiebungen und großen Longitudinal-brüchen - spannt sich in einem großen, flachen Bogen der mächtige Sedimentmantel des Kopet Dagh, eine Schicht-folge, die mit dem höheren Lias beginnt und bis in das Miozän hinaufreicht. Der Lias und tiefere Dogger ist wie die Shemshak Formation des Alborz und Zentralirans als mächtige Folge von pflanzenführenden Sandsteinen und Schiefertönen entwickelt; hier heißt diese Folge Kashaf Rud Formation. An ihrer Basis ist meist ein gro-

bes Transgressionskonglomerat vorhanden. Die "alt-kimmerische Orogenese" an der Wende Trias-Lias, die in Zentral-Persien, wenn überhaupt vorhanden, nur verhältnismäßig schwach wirksam war, hat hier den Charakter einer echten großen Gebirgsbildung. Sie war aber auch die letzte in diesem Gebiet. Denn die alpidische Orogenese bewirkt nur eine flachwellige Verbiegung des Sedimentmantels und schließlich eine generelle pultartige Heraushebung des Kopet Dagh gegenüber der Turkmenischen Ebene, was zu einer Zertalung einer mit Löss bedeckten alten Landoberfläche führte.

"Axialer Ophiolith-Gürtel": Persisch Baluchestan und Makran

In den Jahren 1976, 1977 und 1978 herrschte in Südost-Iran eine lebhaft geologische Aufnahmetätigkeit. Eine Iranisch-Australische Arbeitsgruppe ("Paragon"- "Contech") bearbeitete das Gebiet südlich und östlich der Jaz Murian Depression, eine Iranisch - US-Amerikanische Gruppe ("Intercont" - "Geophysical Services/Texas Instruments") die südliche Lut und die Gebirgszüge östlich davon. Dies geschah im Rahmen des erwähnten großen "East Iran Project" der damaligen Iranischen Regierung und unter Aufsicht des Geological Survey of Iran. Ich selbst hatte im Winter 1977/78 Gelegenheit, Teile des Projektgebietes im Auftrag des GSI mit Fahrzeug, Hub= schrauber und zu Fuß eingehend kennenzulernen, zum Teil unter Führung maßgebender Feldgeologen.

Wie zu erwarten war, brachte die geologische Kartierung dieser ausgedehnten und zum Teil sehr unzugänglichen Gebiete eine Fülle neuer Ergebnisse. Leider konnten diese infolge der politischen Ereignisse im Iran bisher nicht publiziert werden. Ich kann daher hier nur einige wenige dieser hoch interessanten Ergebnisse andeuten, soweit sie mir zum Vergleich mit den beiden oben skizzierten Gebieten von Bedeutung erscheinen.

STÜCKLIN (1974, 1977) unterteilt seinen "Axial Ophiolite Belt" in einen südlichen, äußeren und einen nördlichen, inneren "sub-belt"; er betont, daß sich diese beiden Teile des Gürtels nicht nur durch ihre geographische Lage, sondern auch in ihrem Aufbau, ihrer Struktur und dem Alter ihrer Verformung voneinander unterscheiden. In dem nach Süden ausschwingenden Bogen des Ophiolith-Gürtels würden sonach die Ophiolithe der Oam-Halbinsel zum äußeren, jene am Südrand der Jaz Murian Depression zum inneren "sub-belt" gehören. Dazwischen befinden sich die überaus mächtigen tertiären Sandsteinablagerungen des "Baluchestan-Makran-Flysch" und der heutige Golf von Oman.

Eine der vielen Überraschungen, welche die neuen Untersuchungen lieferte, war der Nachweis großer zusammenhängender Massen von Ophiolith-Gesteinen im Gebiet südlich und südwestlich der Jaz Murian Senke. K. SIMONIAN und R. CHILD, die Hauptbearbeiter dieser Ophiolith-Folgen, stellten petrologisch und im Gelände die ganze Suite, angefangen von peridotitischen Gesteinen über Gabbro und Diabas bis zu Pillow-Lavas und den dazugehörigen pelagischen Sedimenten, zum Teil mit allen Übergängen, fest. Es gibt auch "layered rocks", "sheeted dykes" und Glaukophanschiefer. Feldgeologen unter der Leitung von K.H. MORGAN brachten Ordnung in den Wirrwar der verbreiteten und schon länger bekannten Mélange-Gesteine dieses Gebietes. Von dem in Iran wohlbekannten "Coloured Mélange Complex" konnte ein zweiter Komplex einen weißen Kalk mit einer oberkretazischen Seichtwasserfauna enthält, neben exotischen Schollen verschiedenen Alters (Unterkreide, Jura, Perm und wahrscheinlich auch älteres Paläozoikum). Dieser Komplex bildet eine eigene tektonische Einheit und ist auf weite Strecken dem Coloured Mélange Complex und dem diesen überlagernden Flysch aufgeschoben. Überschiebung und steile Verschuppungen sind gegen S, SW und W. also von der Jaz Murian Senke nach außen gerichtet.

Die Platznahme der ophiolithischen Komplexe ereignete sich im wesentlichen in der jüngeren (und vielleicht auch schon in der älteren) Kreidezeit und sicher auch noch im älteren Paläozän. Dies konnte mikropaläontologisch und, gut damit übereinstimmend, auch geochronologisch (K-Ar-Methode) einwandfrei festgestellt werden. Die oben erwähnten Überschiebung und die Verschuppungen sind wesentlich jünger als diese Platznahme, zum Teil post-miozän.

Unmittelbar südlich des Jaz Murian Depression liegen Nummulitenkalk und -sandstein des mittleren bis oberen Eozän diskordant auf den ophiolithischen Komplexen. Die auflagernde wechselvolle Schichtfolge reicht bis ins Miozän. Weiter im Süden bildet der Coloured Mélange Komplex die Unterlage für den "Flysch von Baluchestan und Makran"; es ist dies eine mehrere 1000 m mächtige rhythmische Wechsellagerung von Schieferton und Sandstein, in der jetzt ein eozäner, oligozäner und miozäner Abschnitt unterschieden werden konnte. In letzterem wurde ein allmählicher Übergang zu groben Sandsteinen, Konglomeraten und gipsführenden Schiefertönen, bzw. Mergel ("Makran-Mergel") festgestellt; diese obermiozäne-pliozäne "Molasse" baut vor allem die südlichsten Hügelkette des Makran auf. FARHOUDI und KARIG (1977) betrachten diese riesigen Sedimentmassen als "sedimentäres Prisma",

das im Känozoikum entlang einer Subduktion ozeanischer Kruste (Golf von Oman) gegen Norden angehäuft worden wäre.

Sobald die Daten über die Ophiolithe von Baluchestan veröffentlicht sein werden, wird es auch möglich sein, diese mit jenen von Oman zu vergleichen. Sicherlich gibt es eine Reihe von Unterschieden hinsichtlich der sedimentären Abfolgen, vor allem aber hinsichtlich des Alters der Platznahme; diese war nämlich in Oman schon vor dem späteren Maastricht zu Ende (ALLEMANN und PETERS, 1972).

Für das Gebiet östlich der Lut Depression war die Frage des Alters der dort vorhandenen ophiolithischen Mélange Komplexes zur Zeit meines Besuches noch nicht eindeutig geklärt. Bei Nazil, südlich von Zahedan, scheint eozäner Sandstein noch in die Mélange mit einbezogen zu sein. Weiter westlich, in den Randketten gegen die Lut Depression, ist nach K.L. TALLEY ein steilstehender, west-vergenter Schuppenbau vorhanden, an dem u.a. Ophiolithgesteine (wahrscheinlich spätkretazischen Alters), eozäne Turbidite, oligozäne Konglomerate und verschiedene vulkanische Gesteine beteiligt sind.

TALLEY führte auch eine sorgfältige tektonische Analyse der großen NNE streichenden Kahurak Fault durch, welche den Lut Block im Osten begrenzt. Diese Analyse ergab eine rechtshändige Seitenverschiebung an diesem jungen Störungssystem, das noch die jüngst-tertiäre und quartäre Beckenfüllung der Lut durchschneidet.

Diskussion

Wie steht es nun mit der eingangs aufgeworfenen Frage: kann Ost-Iran irgendwelche Fingerzeige für unsere Vorstellungen der prä-alpidischen Situation in den Alpen selbst liefern?

Kehren wir zunächst nochmals zu der heutigen Situation in Ost-Iran zurück. Überschiebungen größeren Ausmaßes fehlen hier; es sind nur Schuppenzonen und kurze Aufschiebungen bekannt, wenn wir von den Überschiebungen innerhalb des Ophiolith-Gürtels absehen. Es liegen hier also auch heute noch die einzelnen Strukturelemente nebeneinander, und nicht übereinander wie in den Alpen. Zum Teil war diese Anordnung schon voralpidisch vorhanden, zum Teil ist sie erst während der alpidischen Gebirgsbildung entstanden.

Voralpidisch - altkimmerisch - ist zweifellos die intensive Verformung der Aghdarband Formation und deren prae-triassischen Rahmens in der Nördlichen Domäne STÖCKLIN's. Es gibt dort, wie wir gesehen haben, vor der alt-kimmerischen Gebirgsbildung sicher eine herzynische Orogenese - verbunden mit einer schwachen Metamorphose - und sehr wahrscheinlich auch noch eine wesentlich ältere, kaledonische oder vielleicht baikalische Orogenese.

Voralpidisch, nämlich während der Juraziet, war die Zentrale Domäne, zum Teil zumindest, schon mit der Nördlichen Domäne verbunden. Dafür spricht die fast identische Ausbildung des Lias in beiden Domänen (Kashaf Rud Formation - Shemshak Formation) sowie die enge faunistische Beziehung zwischen dem mittel-jurassischen Meere Ost-Irans und der gleichzeitigen kaukasisch-turkmenischen Geosynklinale (SEYED-EMAMI, 1971). Es lagen also schon zu dieser Zeit zwei Bereiche mit völlig verschiedener geologischer Vorgeschichte unmittelbar benachbart nebeneinander. Dieser Unterschied gilt nicht nur für das ganze Paläozoikum, sondern auch noch für die tiefere Trias, die in Aghdarbander Fazies wohl vom nördlichen Afghanistan (STÖCKLIN, 1974) und vom nördlichen Hindukusch (WEIPPERT, 1964), nicht aber aus dem zentralen Iran bekannt ist - mit Ausnahme vielleicht des isolierten Triasvorkommens von Nakhak östlich von Nain (DAVOUDZADEH et al., 1972), das einige entfernte Ähnlichkeit mit Aghdarband besitzt. Die alt-kimmerischen Verformungen in Aghdarband sind wahrscheinlich bei der Kollision der beiden Platten zustande gekommen (STÖCKLIN, 1974).

Alpidisch dagegen ist zum größten Teil die heutige Anordnung der Strukturelemente innerhalb der Zentralen Domäne. Wohl gab es hier auch voralpidisch Bereiche, die sich dann später, während der alpidischen Gebirgsbildung, verhältnismäßig stabil verhielten und die möglicherweise sehr früh - baikalisch - , oder auch altkimmerisch, oder vielleicht erst alt-alpidisch konsolidiert wurden. Aber es gab in Ost-Iran sicher weder eine kaledonische, noch eine herzynische Gebirgsbildung, die da einen Einfluß gehabt haben könnte. Zwischen den mehr oder weniger stabilen Bereichen - wie Tabas-Block, Lut-Block - und um diese herum schlingen sich Zonen mit sehr intensiver Faltung und Verschuppung. Diese Einengung und Verformung hat im Gebiet Tabas - Ozbak-kuh in jungalpidischer Zeit (Eozän-Oligozän) ihren Höhepunkt erreicht. Sie beschränkt sich hier auf relativ schmale Zonen und ist am stärksten im Norden, zwischen zwei sich nähernden Hauptstörungen-Linien.

Zwei dieser großen Störungslinien - die Cha-e-Sorb- Kalmard Fault und die Kahurak Fault - sind sehr wahrscheinlich "dextral side slip faults". Für andere solche Störungslinien ist auf der Seismotectonic Map of

Iran (BERBERIAN, 1976) der gleich Bewegungssinn angegeben, wie z.B. für die große Nayband-Esfandir Fault und für die Kuh Banan Fault. Nur die Great Kavir-Doruneh Fault hat nach dieser Karte einen entgegengesetzten Bewegungssinn.

Man könnte sich bei Betrachtung dieser seismotektonischen Karte gut vorstellen, daß Lut- und Tabas-Block als Ganzes an den Leitschienen der diese Blöcke umgebenden Störungen eine Drehung entgegengesetzt zum Uhrzeigersinn durchgeführt hat. Dabei wäre dieser Lut-Tabas Block in zwei Teile zerbrochen, und der größere Lut-Block hätte sich dann entlang der Nayband-Esfandiar Fault gegenüber dem Tabas-Block im gleichen Sinne weiterbewegt. An der Naht zwischen den beiden Blöcken wäre es dadurch zu dem schmalen Falten- und Bruchsystem der Shotori-Kette gekommen. Nördlich des Tabas Blockes gewinnt dieser Faltenzug in den Shirgesht- und Derenjal-Bergen an Breite, um dann aber um das Nordwest-Eck des Lutblockes herum besonders stark eingengt zu werden. Die Schuppenzone der Ozbak-kuh Berge, die gegen NE zunehmende Metamorphose der Schichten in diesen Bergen und das Herausheben der tektonischen Strukturen gegen NE in dem Gebirgszug Kuh-e-Sarhangi - Zeber Kuh wäre damit in guter Obereinstimmung. Südwestlich von Kashmar fanden wir an einer der großen südlichen Randstörungen dieses Gebirgszuges die sandigen Schiefertone des oberen Jura in Granat- und Staurolit-führende Schiefer umgewandelt!

In Baluchestan war die Platznahme der Ophiolite und der dazugehörigen Mélange-Komplexe gerade dann zu Ende, als in der Zentralen Domäne die gerade im Süden sehr mächtigen Kerman Konglomerate diskordant auf vorher gefaltete Schichten abgelagert wurden⁺). Die nachfolgende, von der Jaz Murian Depression nach außen gerichtete Faltung, Verschuppung und Überschiebung im inneren Ophiolithgürtel würde in der Zentralen Domäne zeitlich mit der Drehung der Blöcke und der damit verbunden gedachten Auffaltung der Gebirgsstränge Shotori - Shirgesht - Ozbak-kuh - Zeber Kuh zusammenfallen. Die starke, z.T. post-eozäne Durchbewegung der Mélange-Zonen östlich der Lut und das eigenartige fiederförmige Eindringen solcher Mélange-Zonen in den nordöstlichen Teil des Lut-Blockes südlich und nördlich von Birjand endlich könnten durch die Drehung des Lut-Blockes bewirkt worden sein.

Die Vorstellung, daß Zentral-Iran und Afghanistan aus einem Mosaik von Blöcken besteht, die sich während der alpidischen Gebirgsbildung mehr oder weniger selbstständig verhielten, ist nicht neu. Sie wurde zuerst von TAKIN (1972) geäußert, der für Ost-Iran und Afghanistan auch die Möglichkeit von Deformationen und Rotationen in dem Mosaik von Platten als Folge der Drift Indiens gegen Norden unterstrich. STÜCKLIN baute 1974 dieses Modell weiter aus und charakterisierte 1977 seine "Zentrale Domäne" als eine "Ansammlung von randlichen Gondwana-Fragmenten", die sich im späten Paläozoikum oder frühen Mesozoikum von ihrem Mutterkontinent gelöst hatten. Beide Autoren postulieren für die spätere Kreidezeit und für das frühe Tertiär die Existenz eines "zentral- und ostiranischen Mikrokontinents", der damals von einem Gürtel schmaler Ozeanbecken umgeben gewesen wäre und heute von einem "Mélange-Ring" umschlossen ist. Tabas- und Lut-Block wären sonach besonders stabile westliche Teile dieses Mikrokontinentes.

Wenn wir nun dieses Bewegungsbild mit jenem der Alpen (z.B. der Ostalpen, E. CLAR, 1965) vergleichen, dann springen vor allem die Unterschiede zwischen diesen beiden Bereichen des alpinen Orogens in die Augen. Im folgenden seien abschließend einige dieser Unterschiede, aber auch einige Hinweise auf Gemeinsamkeiten zwischen diesen Bereichen kurz angeführt.

1. Zunächst müssen wir feststellen, daß der alpidische Verformungsstil in Ost-Iran ein ganz anderer ist, als der in den Alpen. Dies hängt zweifellos mit der Lage Ost-Irans in dem Dreieck zwischen drei großen Kontinentalplatten (Arabien - Indien - Eurasien) zusammen. Einem Nebeneinander mehrerer in ihrer Vorgeschichte völlig verschiedener tektonischer Großeinheiten in Ost-Iran steht ein Obereinander solcher Großeinheiten in den Alpen gegenüber. Es wäre durchaus denkbar, daß die früh-alpidische Anfangssituation in den Alpen ähnlich ausgesehen hat wie die heutige Situation in Ost-Iran.
2. Ein weiterer, sehr wesentlicher Unterschied zwischen Ost-Iran und den Alpen besteht hinsichtlich des Vorhandenseins, bzw. Fehlens einer alt-kimmerischen Gebirgsbildung. In der Nördlichen Domäne Ost-Irans (Aghardband) weisen die fast alpinotypen prae-liassischen Verformungen (Abb.3) auf eine sehr kräftige nord-

⁺) nämlich im Paläozän

vergente Einengung an der Wende Trias-Lias hin. Diese Verformung klingt zwar verhältnismäßig rasch gegen Norden aus, läßt sich aber entlang des Südrandes der Turan-Platte über Nord-Afghanistan und den nördlichen Hindukusch bis weit gegen Osten verfolgen (J. STÖCKLIN, in Druck). Für die Alpen dagegen muß während der Jurazeit - möglicherweise beginnend schon in der späteren Trias - die Öffnung eines (süd-)penninischen Ozeans angenommen werden (W. FRISCH, 1977, 1978; R. OBERHAUSER, 1978; D. ROEDER & H. BÖGEL, 1978; A. TOLLMANN, 1978). Eine gewisse Unruhe ist mit dem Beginn des Jura allerdings auch in den alpinen Ablagerungsräumen feststellbar (Erosionsdiskordanzen, rascher Fazieswechsel, Spaltenfüllungen und Breccien in den nördlichen Kalkalpen, Breccien im Pennin und vor allem im Unterostalpin), aber all dies scheint mehr mit einer Dehnung als mit einer Kompression zusammen zu hängen.

3. Die "Zentrale Domäne" STÖCKLIN's entspricht der Lage nach etwa jenem Zwischenkontinent zwischen Gondwana und Eurasia, der in jüngster Zeit - meist als "Adria-Platte" (z.B. W. FRISCH, 1977) oder auch als "Kreios-Platte" (TOLLMANN, 1978) - in plattentektonischen Modellen für die Alpen eine Rolle spielt. TOLLMANN zeichnet seine "Kreios-Platte" gegen Osten bis in den iranisch-afghanischen Raum und rechnet ihm neben dem heutigen Zentral-Iran und dem Alborz Gebirge auch das heutige Zagros Gebirge und offenbar auch den Kopet Dagh zu (Abb. 10, S. 340). Damit werden Teile der Südlichen und Nördlichen Domäne in diese Kreios-Platte mit einbezogen, was den Gegebenheiten in der Natur widerspricht. Ein Unterschied zu den für die Alpen entworfenen plattentektonischen Modellen besteht auch hinsichtlich des zeitlichen Ablaufes: sowohl die "Adria-Platte" wie die "Kreios-Platte" soll sich nach den Vorstellungen der Autoren in der Kreidezeit vom Mutterkontinent (Gondwana) gelöst haben. Die "Zentrale Domäne" Irans dagegen zeigt wohl im Paläozoikum bis in die Triaszeit enge Beziehungen zu Gondwana, ist aber im Lias schon mit dem eurasiatischen Kontinent verschweißt. Diese Schweißnaht - unter einer Decke von Lias-Gesteinen - wurde kürzlich durch B. MAJEDI (1978) vom Nordhang der Binalud-Berge südwestlich von Mashhad in allen Einzelheiten beschrieben; sie dürfte in einer Entfernung von etwa 40 km südwestlich von Aghdarband durchziehen.
4. Für Iran sicher nicht anwendbar ist das Prinzip des zweiseitigen Orogens L. KOBER's, welches jetzt wieder von A. TOLLMANN (1978) sehr nachdrücklich für das alpine System als Ganzes bis in den iranisch-afghanischen Raum hinein geltend gemacht wird. Abgesehen von dem Zagros Gebirge, das eindeutig gegen Südwesten (gegen die Arabische Platte) gefaltet ist, haben die einzelnen iranischen Gebirgszüge für sich selbst einen zweiseitigen Bau. Wir haben dies für den S-N streichenden ostiranischen Gebirgszug Sotori-Kette - Shirgesht - Ozbak-kuh-Berge gesehen; besonders deutlich ist dies aber im Alborz Gebirge - also im sogenannten "Nordstamm" des alpinen Orogens - in dem nur nördliche Teile (Zonen 2 und 3) gegen Norden, südliche dagegen (Zonen 4 und 5) gegen Süden bewegt sind (J. STÖCKLIN 1974 a, Fig. 6, 8, 9).
5. Die in Baluchestan so prächtig aufgeschlossenen Ophiolith-Komplexe, sowie der ihnen auflagernde Sedimentstoß und die im Golf von Oman noch heute vor sich gehende Subduktion einer ozeanischen Platte gegen Norden (G. FARHOUDI, D.E. KARIG, 1977; vergl. auch A. GANSSER, 1974) könnten Denkanstöße für Ablagerungsart und -ort der alpinen Flyschvorkommen sowie für die in den Alpen meist nur als Schubspäne sichtbaren Ophiolithe liefern. Dazu ist allerdings zu bemerken, daß der Ophiolith-Gürtel Irans ein sehr südliches Bauelement des alpinen Orogens darstellt, während in den Alpen Ophiolith- und Flysch-Komplexe aus nördlichen Bereichen dieses Orogens, dem Penninikum, hergeleitet werden.
Die Frage, ob die Vorkommen von ophiolithischer Mélange nördlich von Sabzewar und südlich von Mashhad "Reste des nördlichen Ozeanstreifens im Nordstamm" (A. TOLLMANN, 1978, S. 339) sind, muß meines Erachtens vorläufig noch offen gelassen werden. Ähnliche Mélange-Vorkommen gibt es auch südlich davon, innerhalb der Zentralen Domäne. Westlich davon dagegen sind bisher im Alborz-Gebirge meines Wissens keine vergleichbaren Ophiolithe gefunden worden. Die von DAVIES et al. (1972) in dem Gebiet westlich von Rasht festgestellten tektonischen Späne von prae-jurassischem Serpentin zwischen Grünschiefern und Gesteinen der Shemshak Formation können mit den Mélange-Vorkommen von Sabzewar ebensowenig in Verbindung gebracht werden, wie die paläozoischen Ultrabasite des Binalud-Gebietes südwestlich von Mashhad (B. MAJIDI, 1978).
6. Sowohl die Ost-, wie die Südalpen besitzen einen variszischen Unterbau, und auch für die Dinariden gibt es Hinweise auf eine variszische Faltung (H.W. FLOGEL, 1975); allerdings besteht nach FLOGEL in der jungpaläozoischen Entwicklung zwischen den Ost- und Südalpen ein ähnlicher Unterschied, wie zwischen den Bal-

kaniden und Dinariden: vorwiegend terrigen im Norden, bzw. Osten, marin im Süden, bzw. Westen. Es erhebt sich die Frage, ob der scharfe Gegensatz hinsichtlich des Vorhandenseins, bzw. Fehlens einer herzynischen Orogenese, wie er in Ost-Iran - und auch weiter östlich - zwischen der "Zentralen" und der "Nordlichen" Domäne besteht, auch weiter im Westen vorhanden ist. O. THIELE (1973) hat schon im westlichen Zentral-Iran sehr deutliche Anzeichen einer - allerdings sehr späten - variszischen Faltungsphase gefunden.

7. Schließlich sei noch die Frage nach dem Verbleib der Neotethys in Ost-Iran aufgeworfen. Die untere und mittlere Trias sowie möglicherweise auch tiefere Teile der oberen Trias sind in ganz Iran sehr einheitlich als oberstes Glied einer paläozoischen epikontinentalen Plattform-Schichtfolge entwickelt und nicht, wie z.B. in den Nördlichen Kalkalpen, als Beginn einer neuen Geosynklinale. Die höhere Obertrias fehlt über weite Strecken; wo sie vorhanden ist, findet man immer nur die Sandsteine, Schiefertone und unreinen Kalke der Nayband Formation, die südlich von Tabas und westlich von Nayband gegen oben in Sandsteine und Schiefertone des Lias und höheren Jura übergehen. Eine Ausnahme bilden die Korallenkalke des Houz-e-Khan Members der Nayband Formation; auch von der weiteren Umgebung von Esfahan in West-Iran wurden in neuester Zeit Riffkalke von E. KRISTAN-TOLLMANN et al. (1979) beschrieben. Im Jura werden die Schichtfolgen zwar abwechslungsreicher, man wird jedoch vergebens in ihnen nach Anklängen an der kalkalpinen geosynklinalen Jura suchen. Und selbst wenn man den Jura-Ablagerungen Ost-Irans geosynklinalen Charakter zubilligt (HUCK-RIEDE et al., 1962) bleibt die Frage: wo war die Tethys zur Trias-Zeit?

STÜCKLIN (1974) vermutet (mit anderen Forschern), daß sie durch Subduktion verschwunden sei und daß der äußere Ophiolith-Gürtel einen Rest des alten Ozeanbodens der Tethys darstelle. Gestützt wird diese Hypothese durch Vorkommen von Kalken mit Megalodonten als exotische Schollen oder Blöcke in den Ophiolithen von Neyriz. Danach wäre die Tethys während der jüngeren Triaszeit jener Meeresstrang gewesen, welcher die Zentrale Domäne von der afro-arabischen Platte - nach deren Ablösung von letzterer - trennte.

Ich könnte mir aber auch vorstellen, daß das kalkalpine Triasmeer auch über die iranisch-afghanische Plattform hinweg mit dem Trias-Meer der Tibet-Zone in Verbindung stand. Nach E. KRISTAN-TOLLMANN et al. (1979) zeigt die Obertrias von Waliabad (SE Abadeh) deutliche Beziehungen sowohl zu den kalkalpinen Kössener Schichten (Megafauna) wie zu den Zlambachmergeln der Hallstätter Fazies (Mikrofauna). Andererseits gibt es ja in den Kalkalpen auch Gesteine in deutlicher Plattformfazies; wir brauchen da nur an den Hauptdolomit und an den Plattenkalk denken!

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. & PETERS, T. (1972): The ophiolite-radiolarite belt of the North-Oman Mountains.- *Eclogae Geol. Helv.*, 65, 657-697, Basel
- ANGENHEISTER, G., BÜGEL, H. & MORTIANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza.- *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.* 148/1, 50-137, Stuttgart
- ASSERETO, R. (1974): Aegean and Bithynian: proposal for two new Anisian substages.- In: *The Stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic*.- *Österr. Akad. d. Wiss., Schriftenreihe d. Erdwiss. Komm.*, 2, 23-39, Wien-New York
- BERBERIAN, M. (1976): Seismotectonic Map of Iran 1:2.500.000.- *Geol. Surv. Iran*
- BÜGEL, H. (1975): Zur Literatur über die "Periadriatische Naht".- *Verh. Geol. B.A.*, 1975, 163-199, Wien
- BRÜNNIMANN, P., ZANINETTI, L., MOSHTAGHIAN, A. & HUBER, H. (1974): Foraminifera and microfacies of the Triassic ESPAHK formation, Tabas area, east central Iran.- *Riv. Ital. Paläont.*, 80, 1-48, Milano
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen.- *Verh. Geol. B.A., Sonderheft G*, 11-35, Wien (*Z. deutsch.geol. Ges.*, 116/2, 267-291, Hannover)
- " (1973): Review of the Structure of the Eastern Alps.- In: DE JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (ed.): *Gravity and Tectonics*.- 253-270, New York
- " (1976): Vom Variszischen Gebirge im Raume der Ostalpen.- *Nova acta Leopoldina, N.F.*, No. 224, 45, 111-134, Halle (Saale)
- DAVIES, R.G., JONES, C.R., HAMZEPOUR, B. & CLARK, G.C. (1972): *Geology of the Masuleh Sheet 1:100.000, North=*

west Iran.- Geol. Surv. Iran, Report No. 24, 110 S., 1 Karte, Tehran 1972

- DAVOUDZADEH, M., SEYED-EMAMI, K. & TOZER, E.T. (1972): Stratigraphy and Paleontology of the Triassic Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran.- Geol. Surv. Iran, Rep. No. 28, 69 S., Tehran
- FARHOUDI, G. & KARIG, D.E. (1977): Makran of Iran and Pakistan as an active arc system.- *Geology*, 5, 664-668, Boulder/Co.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa.- *Geol. Rundsch.*, 64, 1-62, Stuttgart
- FRIEDRICH, O.M. (1960): Zur Genesis einiger ostpersischer Blei-Zinklagerstätten.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 94, (Festband Ramdohr), 430-468, Stuttgart
- FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion.- *Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud. Österr.*, 24, 263-275, Wien
- " (1978): A Plate Tectonics Model of the Eastern Alps.- In: CLOSS, H. et al. (ed.): Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. Geodyn., Scient. Rep. No. 38, 167-172, Stuttgart
- GANSSEER, A. (1974): The Ophiolitic Mélange, a World-wide Problem on Tethyan Examples.- *Eclogae Geol. Helv.*, 67/3, 479-507, Basel
- GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN (1964): Geology and mineralization in the Ozbak-kuh area (East Iran).- 21 S., Tehran
- HOLCOMBE, C.J. (1978): Intraplate wrench deformation in Iran, Afghanistan and Western Pakistan.- *Geol. Rdsch.*, 67, 37-48, Stuttgart
- HUCKRIEDE, R., KÖRSTEN, M. & VENZLAFF, H. (1962): Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran).- *Beih. Geol. Jb.*, 51, 197 S. (mit geol. Karte), Hannover
- KLUYVER, H.M. (1978): Unpublished Memoirs to sheets J-8 (Naybandan) and N-9 (Lakar Kuh), Quadrangle Map of Iran 1:250.000.- *Geol. Surv. Iran*
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A. (1979): Beiträge zur Kenntnis der Trias in Persien I.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, 70 (1977), 119-186, Wien
- MAJIDI, B. (1978): Etude pétrostructurale de la région de Mashhad (Iran), Diss. Univ. Grenoble, 277 S., Grenoble
- MOHAJER-ASHJAI, A., BEHZADI, H. & BERBERIAN, M. (1975): Reflections on the rigidity of the Lut block and recent crustal deformation in eastern Iran.- *Tectonophysics*, 25, 281-301, Amsterdam
- OBERHAUSER, R. (1960): Foraminiferen und Mikrofossilien "incertae sedis" der iadinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien.- *Jb. Geol., B.A., Sonderbd.* 5, 5-46, Wien
- " (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogeneese wichtiger Umstände.- *Verh. Geol. B.A.*, 1978/2, 43-53, Wien
- PILGER, A. (1971): Die zeitlich-tektonische Entwicklung der Iranischen Gebirge.- *Clausthaler Geol. Abh.*, 8, 27 S., Clausthal-Zellerfeld
- PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen.- *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69 (1976), 1-25, Wien
- ROEDER, D. & BÜGEL, H. (1978): Geodynamic Interpretation of the Alps.- In: CLOSS, H. et al. (ed.), Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. Geodyn., Scient. Rep. No. 38, 191-212, Stuttgart
- RUTTNER, A.W. (1957): Bericht über eine Reise nach Nordost-Iran.- *Verh. Geol. B.A.*, 1957/1, 110 f., Wien
- " (1979): The Triassic of Aghdarband and its pre-Triassic Frame (Kopet Dagh, NE-Iran).- Vorgelegt dem Schwerpunkt-Projekt "Iraniden" der DFG, Bonn
- RUTTNER, A.W., NABAVI, M.H. & HAJIAN, J. (1968): Geology of the Shirgesht Area (Tabas area, East Iran).- *Geol. Surv. Iran, Rep. No.* 4, 133 S. (mit geol. Karte), Tehran
- RUTTNER, A.W. & RUTTNER-KOLISKO, A.E. (1972): Some data on the hydrology of the Tabas - Shirgesht - Ozbak-kuh area (East Iran).- *Jb. Geol. B. A.*, 115, 1-48, (mit hydrogeol. Karte), Wien
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich.- *Abh. Geol. B.A.*, 33, 124 S., Wien
- SEYED-EMAMI, K. (1971): The Jurassic Badamu Formation in the Kerman Region, with remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran.- *Geol. Surv. Iran, Report No.* 19, 5-79, Tehran
- STÖCKLIN, J. (1961): Lagunäre Formationen und Salzdome in Ostiran.- *Eclogae Geol. Helv.*, 54, 1-27, Basel
- " (1968): Structural history and tectonics of Iran - a review.- *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 52, No. 7, 1229-1258, Tulsa

- STÖCKLIN, J. (1974): Possible Ancient Continental Margins in Iran.- In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. (ed.): The Geology of Continental Margins, 873-887, New York (Springer)
- " (1974a): Northern Iran: Alborz Mountains.- In: SPENCER, A.M. (ed.): Mesozoic-Cenozoic Orogenetic Belts.- Geol. Soc. London, Spec. Publ. No. 4, 213-234, London
- " (1977): Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia.- Mém. h. sér. Soc. géol. France, 1977, No. 8, 333-353, Paris
- " : Geology of Nepal and its regionale frame.- in press
- STÖCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J. & HUSHMAND-ZADEH, A. (1965): Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran).- Geol. Surv. Iran, Rep. No. 3, 69 S. (mit geol. Karte), Tehran
- STÖCKLIN, J. & NABAVI, M.H. (1972): Tectonic map of Iran, 1:2.500.000.- Geol. Surv. Iran, Tehran
- TAKIN, M. (1972): Iranian geology and continental drift in the Middle East.- Nature, 235, No. 5334, 147-150, London
- TALLEY, K.L. (1978): Unpublished Explanatory Notes to sheet 7948 (Gorg-e-Heydarabad), 1:100.000.- Geol. Surv. Iran
- THIELE, O. (1973): Der Nachweis einer intra-permischen Faltungsphase in westlichen Zentral-Iran.- Verh. Geol. B.A., 1973/3, 489-498, Wien
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens.- Mitt. österr. geol. Ges., 69(1976), 291-351, Wien
- WALLISER, O.H. (1966): Devonian and Carboniferous goniatites in Iran.- Geol. Surv. Iran, Rep. No. 6, 7-24, Tehran
- WEIPPERT, D. (1964): Zur Geologie des Gebietes Doab-Saighan-Hajur (Nord-Afghanistan).- Beih. Geol. Jb., 70, 153-184, Hannover
- WELLMAN, H.W. (1966): Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.- Geol. Rdsch., 55, 716-735, Stuttgart
- ZANINETTI, L. & BRÜNNIMANN, P. (1974): Etude micropaléontologique comparée des Involutinidae (Foraminifères) des formations triasiques d'Elika, d'Espahk et de Nayband, Iran.- Eclogae geol. Helv. 67, 403-418, Basel

DIE EOZÄNE OROGENESE IN DER ÄGÄIS

von

V. JACOBSSHAGEN[†]

ZUSAMMENFASSUNG

Das Helleniden-Orogen hat sich zu alpidischer Zeit in fünf vollentwickelten Gebirgsbildungszyklen entwickelt. Deren vorletzter, die eozäne Orogenese, hat die zentralen und inneren Helleniden betroffen. Sein Geosynkinalstadium begann im festländischen Griechenland während der hohen Unterkreide mit Meeres-Transgressionen und gipfelte um die Wende Kreide/Tertiär. Das hochorogene Stadium setzte spätestens im Mittel-Eozän ein. Auf die Pelagonische Karbonat-Plattform wurden von einem internen ozeanischen Bereich Ophiolith-Decken obduziert; die Plattform selbst wurde zerschert und in die Zentralhellenischen Decken überführt. Als spätes Ereignis der eozänen Tektogenese wird die Rücküberschiebung des Pelagonikums auf die "Blauschiefer-Einheiten" des Medianen Kristallin-Gürtel angesehen. Die eo-oligozänen Metamorphite folgen dem Muster der paired metamorphic belts: ein Blauschiefer-Gürtel wird intern von einer Zone mit Niederdruck-Metamorphiten begleitet. Alttertiäre Granitoide haben im Serbomakedonischen Massiv und in den Rhodopen Rejuvenationen bewirkt. Die Großstrukturen der eozänen Orogenese beschreiben einen engen Bogen, der in der mittleren Ägäis den später aufgewölbten Medianen Kristallin-Gürtel kreuzt. Im Krümmungsbereich ist Kreuzfaltung weit verbreitet. Daß der eozäne Struktur-Bogen enger ist als der miozäne der äußeren Helleniden, kann nach dem Konzept der induzierten Orogen-Bögen von BRUNN (1976) erklärt werden. Während des spätrogenen Stadiums (Mittel-Eozän - Oligozän) entstanden große intramontane Molasse-Tröge (z.B. Mesohellenischer- und Vardar-Trog, Ergene-Becken). In einigen ist ein intermediärer bis saurer Vulkanismus nachgewiesen.

ABSTRACT

The Hellenides are the product of five complete orogenic cycles between Middle Jurassic and Miocene. The fourth cycle, the Eocene orogenesis, affected the central and internal parts of the orogen. In mainland Greece, its geosynclinal period commenced in late Lower Cretaceous times with marine transgressions and culminated at about the Cretaceous/Tertiary boundary. Tectogenesis began by the Middle Eocene. Ophiolitic sequences were obducted on the Pelagonian platform which itself was dissected by thrust planes and transformed to the Central Hellenic Nappes. A late event of that paroxysm was the back-thrusting of the Pelagonian onto the "blueschist units" of the Median Crystalline Belt. The Paleogene metamorphism produced a paired belt pattern. At the same time, granitoids were intruded into the Serbo-Macedonian and the Rhodope massifs. The tectonic structures of the Eocene orogenesis form a narrow arc which crosses the Median Crystalline Belt in the central part of the Aegean region. The area of its sinuosity is characterized by

[†] Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Volker Jacobshagen, Institut f. Geologie d. FU Berlin
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34A

cross-folding. The relatively sharp curve of the arc can be explained by BRUNN's (1976) idea of induced orogenic arcs. During the late orogenetic period intramontane troughs (e.g. Mesohellenic and Vardar troughs, Ergene basin) originated. In some of them, volcanism with intermediate to acid magmas had developed.

RESUME

L'orogène des Hellénides a été formé lors du plissement alpin au cours de cinq cycles orogéniques complets. L'avant-dernier, l'orogénèse éocène, a concerné les Hellénides centrales et internes. Son stade géosynclinal débuta au niveau de la Grèce continentale au cours de la partie supérieure du Crétacé inférieur avec des transgressions marines et il culmina vers la limite Crétacé/Tertiaire. Le stade paroxystique commença au plus tard à l'Eocène moyen. Des nappes ophiolitiques issues d'une zone océanique interne furent charriées sur la plate-forme calcaire pélagonienne; la plate-forme à son tour se disloqua et engendra les nappes helléniques centrales. On considère comme événement tardif de la tectogenèse éocène le rétrocharriage de l'unité pélagonienne sur les "unités de schistes bleus" de la zone cristalline médiane. Les roches métamorphiques éocènes-oligocènes obéissent au modèle des "paired metamorphic belts": une zone de schistes bleus présente à sa bordure interne une zone des roches affectées d'un métamorphisme de basse pression. Des roches granitoides d'âge tertiaire inférieur ont provoqué au sein du massif serbo-macédonien et du Rhodope une réjuvenisation. Les grandes structures de l'orogénèse éocène décrivent un arc serré, qui, dans la mer Egée centrale, croise la zone cristalline médiane, issue d'un bombement postérieur. Au niveau de la courbure on note un plissement entrecroisé très répandu. Le fait que l'arc structural éocène est plus serré que celui d'âge miocène des Hellénides externes se laisse expliquer par le modèle des arcs orogéniques induits de BRUNN (1976). Durant le stade orogénique tardif (éocène moyen - oligocène) se sont établis des bassins de molasses au sein du relief montagneux (par exemple bassin mésohellénique et bassin du Vardar, bassin d'Ergène). Dans quelques-uns de ces bassins on a mis en évidence un volcanisme intermédiaire à acide.

1. EINLEITUNG

Seit der Mitte unseres Jahrhunderts ist die Erforschung der griechischen Gebirge sehr rasch vorangetrieben worden. Es liegen auch etliche neue Synthesen über Struktur und Entwicklung der Helleniden vor, die zunächst dem klassischen Geosynclinal-Modell folgten (AUBOUIN 1959, 1965; AUBOUIN et al. 1963), während später mehr und mehr plattentektonische Ideen zugrundegelegt wurden (BERNOULLI & LAUBSCHER 1972, SMITH & MOORES 1974, JACOBSSHAGEN et al. 1978, AUBOUIN et al. 1979, JACOBSSHAGEN 1979). Gleichwohl harren in der Ägäis - so nennen wir mit PHILIPPSON (1959) den Bereich des Ägäischen Meeres und der angrenzenden Festländer - noch viele, z.T. sogar fundamentale Probleme der Klärung.

Als eine Besonderheit mag gelten, daß die Helleniden aus einer Folge von fünf ziemlich kompletten Orogenesen zwischen dem Dogger und dem höheren Miozän hervorgegangen sind. Von großer Bedeutung war deren vorletzte, die mit Faltung und Deckenbewegungen, Metamorphose und synorogenem Magmatismus im Eozän gipfelte. Sie sei hier als eozäne Orogenese bezeichnet und in einem kurzen Überblick dargestellt.

Seit C. RENZ (1940) und PHILIPPSON (1959) unterscheidet man in den Helleniden eine Reihe von Fazies-Zonen, deren heutige Ausdehnung mit der Verbreitung der bekannten Decken bzw. Deckengruppen weitgehend zusammenfällt (Abb. 1).

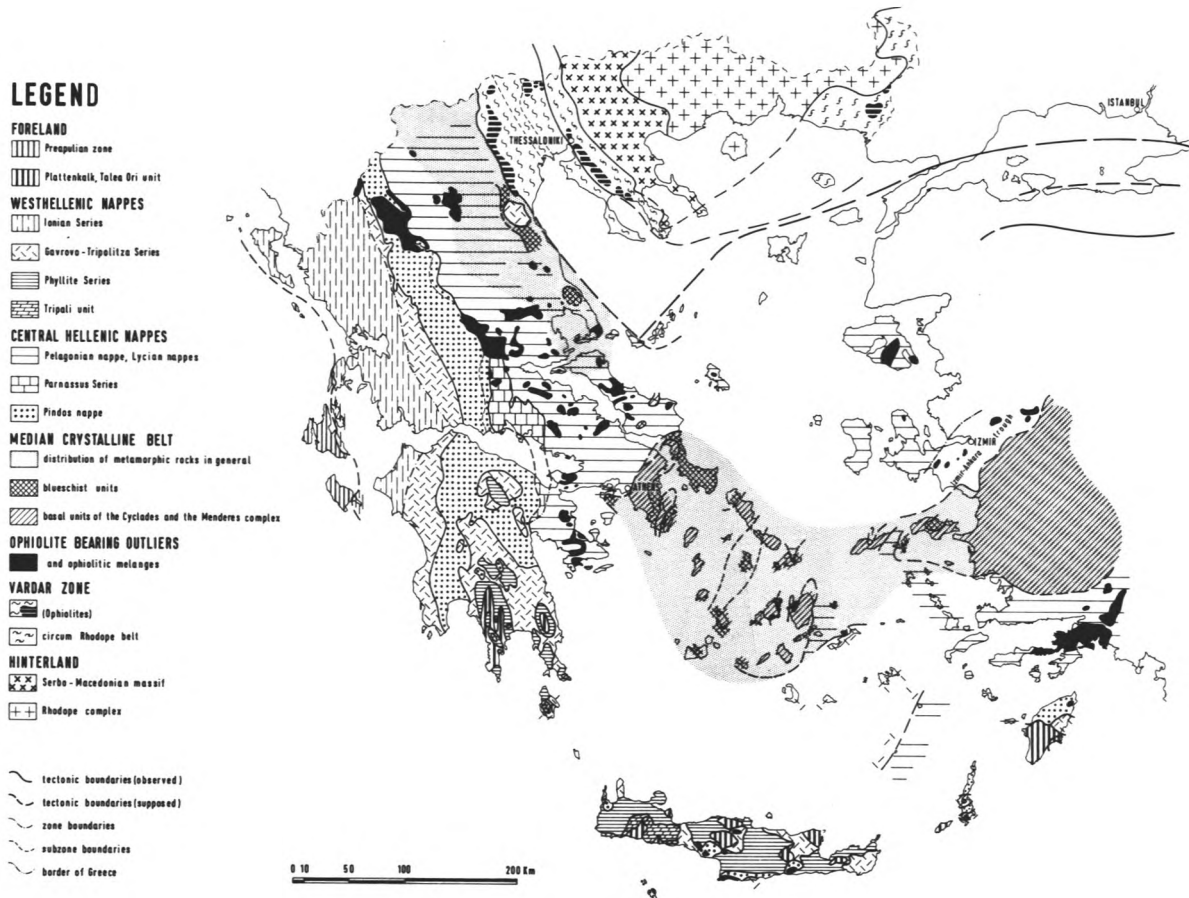


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte von Griechenland (aus JACOBSHAGEN 1979).

Nach JACOBSHAGEN et al. (1978) gilt folgende Korrelation:

<u>Deckengruppe:</u>	<u>Decken:</u>	<u>Fazies-Zonen</u> (nach AUBOUIN)
Innerhellenische Decken	Ophiolith-führende Deckschollen	
Zentralhellenische Decken	Pelagonische und Subpelagonische Decken	Pelagonische und Subpelagonische Zone
	Parnass-Decke	Parnass-Zone
	Pindos-Decke	Pindos-Zone
Westhellenische Decken	obere Einheit	Ionische und Gavrovo-Tripolitza-Zone
	untere Einheit	Phyllit-Serie des Peloponnes und Kretas
Vorland/Autochthon	Präapulische / Plattenkalk-Serie, Talea Ori-Serie in Kreta	

Die Sedimentation begann in allen Fazies-Zonen etwa gleichzeitig im Perm oder in der tiefen Trias. Sie schloß jeweils mit Flysch-Ablagerungen. In den äußeren Zonen wurde der terminale Flysch vom Ober-Eozän bis ins Untere Miozän abgelagert (D. RICHTER 1976); in den inneren begann die Flysch-Sedimentation im oberen Maastricht (GUERNET 1971, MERCIER 1973) oder im Laufe des Paläozän (KALKREUTH et al. 1976, D. RICHTER et al. 1977) und endete im Ober-Eozän.

Faltungen, Deckentransport und Metamorphosen ereigneten sich in den inneren Zonen an der Wende Dogger/Malm (Zirkumrhodopischer Gürtel, KAUFFMANN et al. 1976), in der tiefen Unterkreide (eohellenische Phase, JACOBSHAGEN et al. 1976a) und im Eozän, in den äußeren Zonen dagegen nur im Miozän. Die Verbreitung einer endkretazischen Orogenese ist noch nicht hinreichend erforscht. Im Deckengebäude der Helleniden sind mit Ausnahme einiger ophiolithischer Deckschollen die jeweils höheren Einheiten früher als die darunterliegenden eingeschoben worden; sie wurden später auf dem Rücken neugebildeter Decken weiter mitgeschleppt (zusammengesetzte Decken).

Mit Ausnahme der eohellenischen Orogenese kann jedem Zyklus auch eine spätorogene Phase mit Molasse-Ablagerungen und einem subsequenten Magmatismus zugeordnet werden.

2. DER ABLAUF DER EOXANEN OROGENESE IN DER XGÄIS

Verglichen mit den vorausgegangenen alpidischen Orogenesen hat der eozäne Paroxysmus ein besonders großes Gebiet ergriffen (Abb. 2). Er hat sich vom Innenrand der Pindos-Zone nach E bis in die Rhodope, nach S bis in das Kykladen-Kristallin ausgewirkt; dort sind seine Spuren allerdings durch die nachfolgende Gebirgsbildung im Miozän bereichsweise verschleiert oder vollkommen gelöscht worden.

2.1 Frühorogenes Stadium

Auf die oberkretazische Orogenese gibt es sichere Hinweise nur in der südöstlichen Xgäis. Die weitere Entwicklung zu dem eozänen Ereignis ist dort noch nicht klar zu übersehen. Auf dem griechischen Festland und auf den westägäischen Inseln ging der eozänen Orogenese anscheinend nur die eohellenische voraus. Nach deren Höhepunkt in der tiefen Unterkreide hatte sich dort eine Kordillere gebildet, die aber bald wieder im Meer versank: Im allgemeinen wurden ihre Strukturen bereits in der höheren Unterkreide, spätestens im Cenoman von Meeresablagerungen diskordant abgedeckt. Ober lokalen Geröllschüttungen breiteten sich zunächst Rudisten-Rasen aus. Im Lauf der Oberkreide kam es dann bereichsweise zu erheblicher Vertiefung des Meeresraumes: Pelagische Kalk-Serien dieses Alters kennt man z.B. auf den Nord-Sporaden und auf der Magnesischen Halbinsele (Palouki-Serie: KELEPERTSIS 1974, JACOBSHAGEN & SKALA 1977, SCHNEBERGER 1977), aus Euböa (GUERNET 1971), aus der Argolis (BACHMANN & RISCH 1979) und von Poros (STRAUSS 1979), z.T. mit turbiditischen Sandlagen wechselnd. Sie gehen nach oben in den terminalen Flysch der inneren Zonen über, der wohl die tiefste Absenkung markiert. Mit den pelagischen Sedimenten sind in der Argolis andesitische Vulkanite verbunden (BACHMANN & RISCH 1979); auf den Nord-Sporaden treten im Grenzbereich gegen den Flysch spilittische Pillow-Laven auf (FERENTINOS 1973, KELEPERTSIS 1974, SCHEDLER 1979, SCHWANDT 1980). Daß es zu dieser Zeit zu wirklicher Rift-Bildung und sea-floor spreading gekommen sein dürfte, mag man aus den nachfolgenden Ophiolith-Obduktionen (s.u.) schließen.

2.2 Hochorogene Entwicklung

Wie die radiometrischen Alter etlicher Granitoide und Metamorphite beweisen (s.u.), begann das hochorogene Stadium im Mittel-Eozän, wenn nicht schon eher. Zwar dauerte die Sedimentation des terminalen Flysches der inneren Zonen, der noch mitgefaltet wurde, zumindest bereichsweise bis in das Ober Eozän fort. Aber in den äußeren Zonen setzte um die gleiche Zeit die Flysch-Sedimentation schon ein, und innerhalb

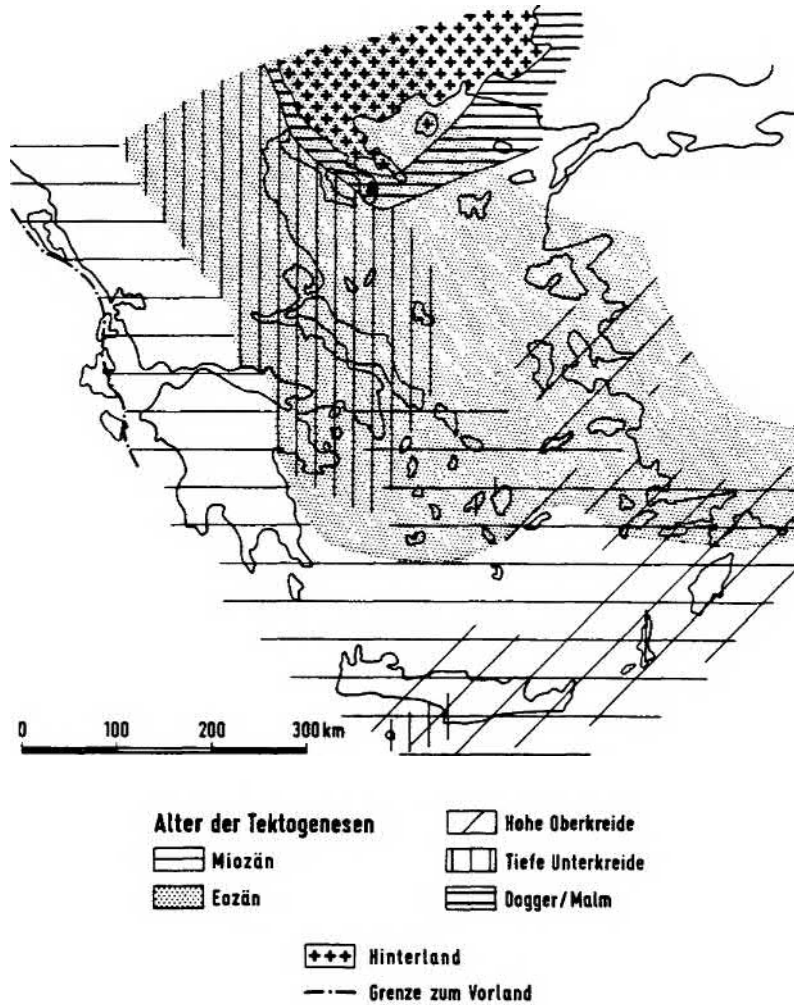


Abb. 2: Gebiete der Auswirkung mesozoischer und tertiärer Orogenesen in der Ägäis

des eozänen Gürtels senkten sich ebenfalls im Obereozän die ersten Molasse-Becken ab (Vardar-Trog: MERCIER 1973; Mesohellenischer Trog: SOLIMAN & ZYGOJANNIS 1979). Im Ergene-Becken, das nach der Verbreitung eo-oligozäner Metamorphosen und Magmatite (s.u.) in denselben Zusammenhang gestellt werden muß, setzte die Molasse-Sedimentation sogar schon im Mittel-Eozän ein. Es muß damals also schon eine sedimentspendende Kordillere - vermutlich in Gestalt eines Inselbogens - bestanden haben. Wie lange die eozäne Tektogenese angedauert hat, ist nicht bekannt.

Die Deformationen dieser Tektogenese waren erheblich. Auf die zentrale Karbonatzzone der Helleniden, die Pelagonische Plattform (KAUFFMANN 1976), wurden von inner her erneut Ophiolith-Massen und pelagische, z.T. flyschartige Sedimente eingeschoben. Heute sind davon nur noch geringfügige Deckenreste erhalten (Vermion Gebirge: BRUNN, pers. Mitt. 1977, PAPA-KONSTANTINO 1979, YARWOOD & DIXON 1979; Pelion-Halbinsel: Klippen von Lechonia, FERRIERE 1979; Serpentin von Trikeri, JACOB SHAGEN et al. 1977; Euböa: Einheiten von Styra und Ochi, KATSIKATSOS 1979). Doch weisen z.B. auf den Nord-Sporaden und auf der Magnesischen Halbinsel eine weit verbreitete niedriggradige Metamorphose und strukturelle Merkmale auf eine einstmals geschlossene Überdeckung hin (JACOB SHAGEN & SKALA 1977, JACOB SHAGEN et al. 1977). Daß diese bereichsweise eine außerordentliche Mächtigkeit erreicht haben muß, kann man wohl aus Vorkommen von Glaukophan in Meta-pelit-Zwischenlagen marmorisierter Oberkreide-Kalke auf der Magnesischen Halbinsel (REINHARDT 1978) oder in Metabauxiten der Unterkreide auf der Insel Skyros (SCHIEDLER 1979) schließen.

Aber auch die Pelagonische Plattform selbst wurde zerschert. Es bildeten sich dabei die Pelagonischen und Subpelagonischen Einheiten sowie die Parnass-Decke, die generell nach SW transportiert wurden. Während die bekannte Überschiebung der Pindos-Decke, der tiefsten Zentralhellenischen Einheit, erst im Miozän er-

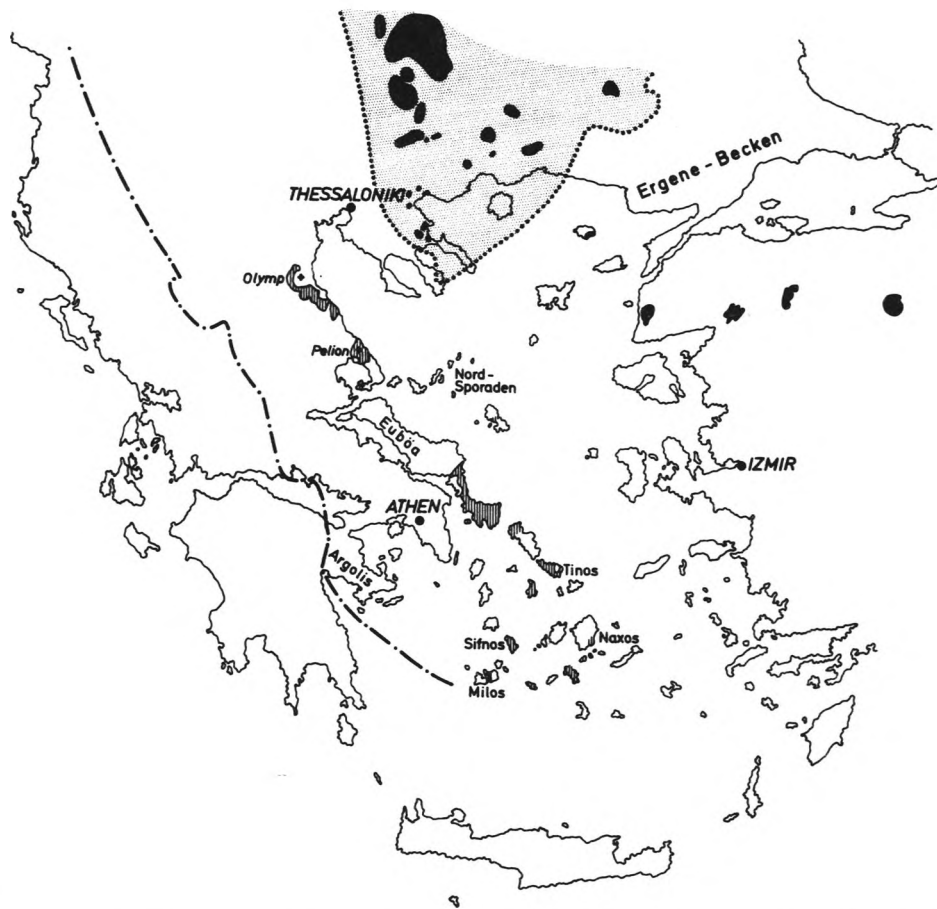


Abb. 3: Verbreitung alttertiärer Hochdruck-Metamorphite (schraffiert) und Granitoide (schwarz) in der Agäis, nach ATAMAN (1975), BOYADJIEF (1974), DERCOURT in FANTINET (1977), DORR et al. (1978), FERRIERE (1979), IZDAR (1975) und KATSIKATSOS (1979). Außenrand der im Alttertiär transportierten Decken strichpunktiert, Hinterland mit Kreuz-Signatur.

folgt ist, muß doch schon im Eozän ein interner Bereich des Pindos-Troges in das junge Gebirge einbezogen worden sein; jedenfalls treten Pindos-Gerölle sowohl im Oligozän des Mesohellenischen Troges (BRUNN 1956) als auch im externen Flysch (D. RICHTER 1976) auf.

Als spätes Ereignis der eozänen Orogenese muß eine Rücküberschiebung des Pelagonikums auf die "Blauschiefer-Einheiten" des Medianen Kristallin-Gürtels (DORR 1975) angesehen werden. Deren Heimat am Innenrand der Pelagonischen Plattform scheint durch den Nachweis von fossilführender transgressiver Oberkreide in der Ossa-Einheit (DERYCKE & GODFRIAUX 1976, 1979) gesichert. Als tektonisches Modell kann die Vorstellung von ZIMMERMAN & ROSS (1976) dienen.

Die Metamorphose-Entwicklung der eozänen Orogenese ist noch nicht vollständig zu überblicken. Bereichsweise sind ihre Auswirkungen schwer von vorausgehenden oder nachfolgenden Prägungen zu trennen, und radiometrische Daten liegen bisher nur in geringer Zahl vor. Deutlich ist ein Gürtel mit Hochdruck-Serien vom Olymp bis in die Kykladen hinein, die erwähnten "Blauschiefer-Serien" (Abb. 3).

Die Datierung dieser Metamorphose ist im nördlichen und mittleren Bereich durch bio- und lithostratigraphische Befunde gesichert (DERYCKE & GODFRIAUX 1979, REINHARDT 1978, KATSIKATSOS 1979). Auf den Kykladen wurden radiometrisch mitteleozäne Alter auf Naxos (ANDRIESSEN et al. 1976) und Sifnos (ALTHERR et al. 1979), oligozäne auf Milos und Tinos (DORR et al. 1978) bestimmt. Ob die letzteren sicher in unseren Kontext gehören oder einem Frühstadium der miozänen Orogenese zuzuweisen sind, muß derzeit offen bleiben.

In der Pelagonischen Decke Thessaliens und der Nord-Sporaden fanden alttertiäre Metamorphosen bei wesentlich geringeren Drucken statt. Der Alttertiär-Flysch der Nordsporaden z.B. liegt in einer Grünschiefer-

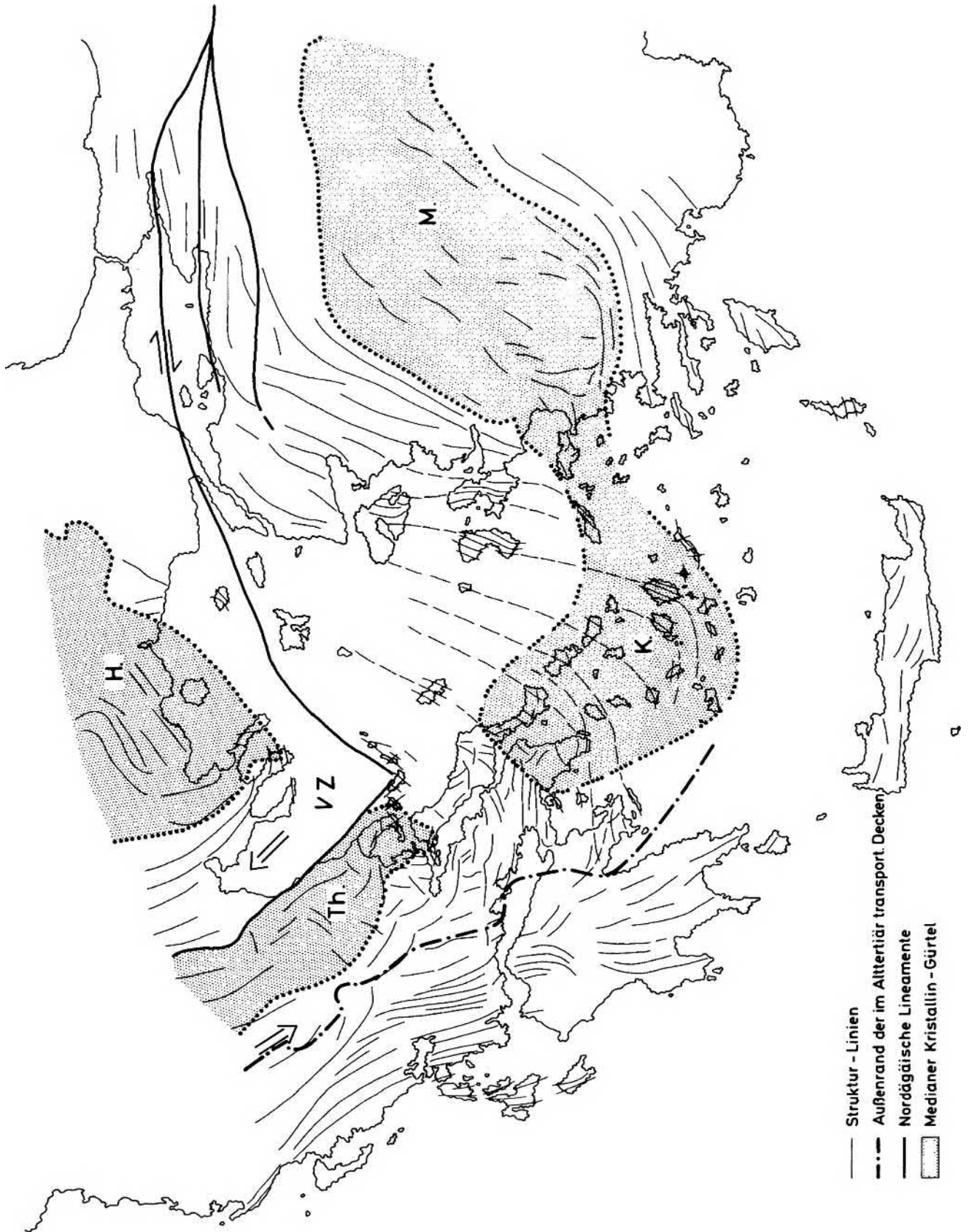


Abb. 4: Verlauf der Großstrukturen in der Ägäis. H = Serbomakedonisches und Rhodopen-Kristallin, K = Kykladen-Kristallin, M = Menderes-Kristallin, Th = Thessalisches Kristallin, VZ = Vardar Zone.

fer-Fazies vor (FERENTINOS 1973, KELEPERTSIS 1974, SCHWANDT 1980). Im variskischen Kristallin des Olymp datierte BARTON (1976) einen Phyllonit an der Basis der Pelagonischen Decke mit 40 Mio J. als Obereozän.

Gut belegt ist ein hochorogener Magmatismus, der mit einem Gürtel von Granitoid-Plutonen von SW-Bulgarien durch NE-Griechenland bis nach Anatolien in Erscheinung tritt (Abb. 3). Auch hier sind eozäne und oligozäne Plutone zusammengefaßt; es deuten sich zwei Altersgruppen an: Eine erste Generation mit Altern von 50-36 Mio J. (Unter-Eozän - Unter-Oligozän) wird von einer zweiten mit oberoligozänem Alter (33 - 23,5 Mio J.) gefolgt. Im Zusammenhang mit diesem Plutonismus kam es auch zu einer Durchwärmung des prä-ordovizischen Kristallins im Serbomakedonischen Massiv, wo HARRE et al. (1968) Alterwerte von 42-31 Mio J. erhielten. BOYADJIEF (1974) konnte eine entsprechende Rejuvenation im Rhodopen-Kristallin feststellen.

Betrachtet man das Streichen der großen tektonischen Strukturen im Bereich der während des Eozäns entstanden und transportierten Decken (Abb. 4), so fällt auf, daß diese einen engen Bogen beschreiben (JACOBSHAGEN & SKALA 1977). Im Thessalischen Kristallin verlaufen die Achsen vorwiegend in der generellen NNW-Richtung der festländischen Helleniden, schwenken dann - von Böotien bis in die Argolis-Halbinsel des Peloponnes ausgeprägt - nach E ein und biegen in Attika und Süd-Euböa nach NE um; das NE-Streichen beherrscht auch die meisten Inseln der Nord-Sporaden, die Psara-Inseln, Chios und Lesbos und setzt sich harmonisch in NW-Anatolien fort. Daß es sich im beschriebenen Bereich tatsächlich um alttertiäre Prägungen handelt, wird u.a. durch diskordante Auflagerung der eo-oligozänen Molassen im Mesohellenischen Trog und des Unter-Miozäns von Kymi in Zentral-Euböa (GUERNET 1971), ferner durch einige radiometrische Daten bewiesen. Doch schmiegt sich der Struktur-Verlauf auf den Kykladen diesem Bogen an, und hier sind zumindest bereichsweise jüngere Deformationen sichergestellt, z.B. auf Naxos, wo Migmatite miozänen Alters um NE-Achsen verfalltet wurden (JANSEN 1977). Eine Trennlinie zwischen vorherrschend eozänen und überwiegend miozänen Deformationen kann auf den Kykladen beim derzeitigen Kenntnisstand nicht gezogen werden. Ohnedies muß man erwarten, daß der miozäne Bogen an den eozänen angeschlichtet worden ist.

Im Krümmungsbereich des eozänen Struktur bogens ist Kreuzfaltung in allen Größenordnungen weit verbreitet (JACOBSHAGEN et al. 1975, 1976b). Auf den Nord-Sporaden überkreuzen sich nach JACOBSHAGEN & SKALA (1977) im schwach metamorphen Alttertiär-Flysch sowohl NW- bis NNW- mit NE- bis ENE-streichenden Falten (Abb. 5). Kreuzfalten gleichen Alters, z.T. mit abweichenden Achsen-Richtungen, wurden auch aus der Flysch-Depression von Delfi-Arachova (KEUPP 1974), aus dem Argolikum des NE-Peloponnes (JACOBSHAGEN et al. 1976c, KALKREUTH et al. 1977) und von der Insel Poros (STRAUSS 1979) beschrieben. Bisher nicht sicher zu datieren, aber vermutlich in den gleichen Zusammenhang einzuordnen, sind Faltenvergitterungen, die im Kristallin Attikas festgestellt wurden (MARIOLAKOS 1971, 1972; MARIOLAKOS & PAPANIKOLAOU 1973; PAPADEAS 1973). Das gleiche dürfte auch für unterschiedlich orientierte Achsen-Systeme auf Euböa (KATSIKATSOS et al. 1976) gelten. Die in dieser Publikation genannten Alter für bestimmte Achsenrichtungen beziehen sich auf Datierungen von Falten, die MERCIER (1966) in West-Makedonien vornehmen konnte. Deren formale Übertragung über eine so große Entfernung ist aber methodisch nicht zulässig; sie führte denn auch zu Widersprüchen (KATSIKATSOS 1979: 217). JACOBSHAGEN et al. (1975) haben die Häufung von Faltenvergitterungen in der Umbiegung des eozänen Struktur bogens mit dessen scharfer Krümmung in Beziehung gesetzt; eine achsenparallele Dilatation der Gesteinsserien war hier besonders stark behindert.

Auffälligerweise ist der eozäne Struktur-Bogen schärfer gekrümmt als die im Miozän strukturierten äußeren Zonen. Weiterhin fällt auf, daß sein östlicher Ast den Medianen Kristallin-Gürtel beinahe rechtwinklig quert (Abb. 4). Mögliche Gründe dafür werden später zur Diskussion gestellt.

2.3 Spätorogene Ereignisse

Das spätorogene Stadium der eozänen Orogenese soll hier nur kurz skizziert werden: Die Molasse-Sedimentation verlief in den einzelnen Becken uneinheitlich. Sie dauerte im Ergene-Becken vom Mittel-Eozän bis ins höhere Oligozän (KOPP et al. 1969), im Mesohellenischen Trog vom Ober-Eozän bis ins Miozän (SOLIMAN & ZYGOJANNIS 1979, BRUNN & DESPRAIRIES 1965), im Vardar-Trog vom Ober-Eozän bis ins tiefe Oligozän (MERCIER 1973). Aber auch späterer Molasse-Einsatz ist bekannt (Ober-Oligozän auf Naxos, ROESLER 1973; Untermiozän

Stafilos

82 B

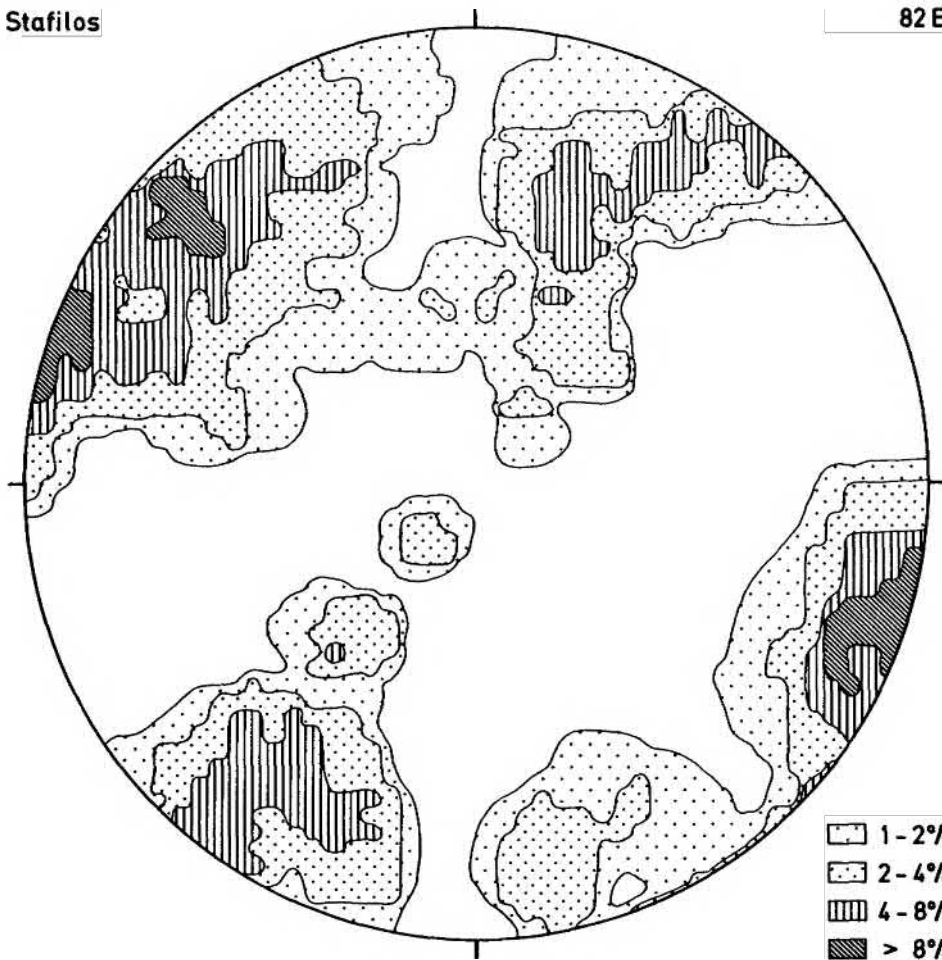


Abb. 5: Kreuzfaltung im Alttertiär-Flysch von Skopelos, Nord-Sporaden (B-Achsen-Diagramm, aufgenommen von V. Jacobshagen und W. Skala 1972/73).

in Mittel-Euböa, GUERNET 1971). Vulkanische Ereignisse dieser Periode sind bisher spärlich belegt. So sind Rhyolith-Tuffe aus dem Vardar-Trog bekannt (MERCIER 1973). Ferner sind eo-oligozäne Vulkanite intermediären bis sauren Charakters im Ergene-Becken (KÖPP et al. 1969) und in NW-Anatolien in diesem Zusammenhang zu erwähnen. Bei der zeitlichen Nähe des letzten orogenetischen Ereignisses im Miozän ist es jedoch nicht immer möglich, die späte Phase des eozänen Ereignisses gegen die nachfolgende Entwicklung abzutrennen.

3. SCHLUBFOLGERUNGEN

Für eine geotektonische Synthese der geschilderten orogenetischen Entwicklung bieten sich die Prinzipien der Plattentektonik an.

Das frühorogene Stadium der eozänen Orogenese wird in der Eintiefung des oberkretazischen Meeresbeckens gesehen. Sie dürfte um die Wende zum Tertiär ihren Höhepunkt erreicht haben. Auf Rift-Bildung und sea-floor spreading um diese Zeit darf man wohl wegen der erwähnten Spilite und der später eingeschobenen Ophiolithe schließen.

Wesentliche Momente für eine plattentektonische Deutung bietet das hochorogene Stadium. Neben der Obduktion der Ophiolith-Serien ist hier das Muster paariger Metamorphose-Zonen verifiziert, mit einem Blauschiefer-Gürtel außen und einem inneren Gürtel aus Niederdruck/Hochtemperatur-Metamorphiten, in dessen

internen Bereich auch die eozänen und oligozänen Granitoide aufgedrungen sind. Es fällt bei dieser Anordnung auf, daß die Granitoide zum guten Teil im Serbo-Makedonischen Massiv und in den Rhodopen liegen, einem Bereich, der früher als Hinterland der Helleniden aufgefaßt worden war. Seine hohe Mobilität in alpidischer Zeit wird aber neuerdings immer deutlicher (vgl. F. KOCKEL in JACOBSSHAGEN et al. 1978).

Einer besonderen Erklärung bedarf der Verlauf des eozänen Strukturbogens. Seine Prägung ist offensichtlich älter als die Aufwölbung des Medianen Kristallin-Gürtels, der von ihm gequert wird. Daß er stärker gekrümmt ist als der im Miozän entstandene Bogen der äußeren Helleniden, könnte auf unterschiedliche Weise gedeutet werden:

- Unterschiedlich gerichtete Relativ-Bewegungen zwischen der eurasischen und der afroarabischen Platte und den davon abgespaltenen kleineren Einheiten ist denkbar, aber mangels paläomagnetischer oder anderer Daten derzeit nicht zu belegen.
- Eine bessere Erklärung gibt das Konzept der induzierten Bögen von BRUNN (1976): Scharf gekrümmte oder gar geknickte Orogen-Bögen entstehen dort, wo die Faltungen von Blockbewegungen an großen Horizontalverschiebungen etwa im Streichen des Gebirges begleitet werden. Als Beispiele dienen BRUNN vor allem die Guirlanden des Helleniden- und des Tauriden-Bogens, die im Isparta-Winkel (SW-Anatolien) aufeinander treffen. Die starken Krümmungen werden hier als Folge der Westbewegung Anatoliens an dem rechtseitigen Nordanatolischen Lineament gedeutet.

Geht man nun davon aus, daß der eozäne Bogen dieser Lateralverschiebung länger ausgesetzt war als der miozäne, so wäre seine relativ stärkeren Krümmung leicht zu verstehen. Eine entsprechend lange Aktivität des Nordanatolischen Lineaments darf wohl vorausgesetzt werden; BRINKMANN (1976) rechnet jedenfalls damit, daß es schon im Mesozoikum entstanden ist.

Danksagung: Herrn Priv.-Doz. Dr. E. Wallbrecher danke ich für wertvolle Hinweise, den Damen W. Jung und D. Reich für technische Unterstützung bei der Anfertigung des Manuskripts.

4. LITERATURVERZEICHNIS

- ALTHERR, R.; SCHLIESTEDT, M.; OKRUSCH, M.; SEIDEL, E.; KREUZER, H.; HARRE, W.; LENZ, H.; WENDT, I. & WAGNER, G.A. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece).- *Contrib. Mineral. Petr.*, 70, 245-255, Berlin-Heidelberg-New York
- ANDRIESSEN, P.A.M.; BOELRIJK, N.A.J.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E.A.Th., VERSCHURE, R.H. (1976): Preliminary results of geochronological investigations on the island of Naxos (Cyclades, Greece).- *4th Europ. Coll. Geochr., Cosmochronol. Isotope Geol.*, Amsterdam
- ATAMAN, G. (1975): Radiometric age of Ilica-Şanlı (Balıkesir) granodiorite and reflections on the granitic magmas of Northwest Anatolia.- *Internat. Geodynamics Proj., Rept. Turkey* 1975; 332-338, Ankara (M.T.A.)
- AUBOUIN, J. (1959): Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: le confins de l'Épire et de la Thessalie.- *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 10, 1-484, Athen 1959
- " (1965): Géosynclines.- *Developments in geotectonics*, 1, 350 S., Amsterdam (Elsevier)
- AUBOUIN, J.; BRUNN, J.H.; CELET, P.; DERCOURT, J.; GODFRIAUX, J. & MERCIER, J. (1963): Esquisse de la géologie de la Grèce.- *Livre Mém. Paul Fallot*, 2, 583-610, Paris (Soc. géol. France)
- AUBOUIN, J.; LE PICHON, X.; WINTERER, E. & BONNEAU, M. (1979): Les Hellénides dans l'optique de la tectonique de plaques.- *Proceed. VI. Colloquium Geol. Aegean Regions Athens 1977*, 3, 1333-1354, Athen
- BACHMANN, G.H. & RISCH, H. (1979): Die geologische Entwicklung der Argolis-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland).- *Geol. Jb.*, (B), 32, 3-177, Hannover
- BARTON, C.M. (1976): The tectonic vector and emplacement age of an allochthonous basement slice in the Olympus area, N.E. Greece.- *Bull. Soc. géol. France*, (VII), 18, 253-258, Paris

- BERNOUILLI, D. & LAUBSCHER, H. (1972): The palinspastic problem of the Hellenides.- *Eclogae geol. Helv.*, 65, 107-118, Basel
- BORSI, S.; FERRARA, G.; INNOCENTI, F. & MAZZUOLI, R. (1973): Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island).- *Bull. volcanol.*, 36, 1972, 473-496
- BOYADJIEV, St. (1974): On the results of the radiometric age determinations of the Pre-Mesozoic basement in parts of the Balkan Peninsula.- *Mineral Genesis*, 1974, 349-363, Sofia
- BRINKMANN, R. (1976): *Geology on Turkey*.- 158 S., (Enke) Stuttgart
- BRUNN, J.H. (1956): Contribution à l'étude géologique du Pindé septentrional et d'une partie de la Macédonie occidentale.- *Ann. géol. Pays hellén. (I.)*, 7, 1-358, Athen
- " (1976): Über die Entstehung gefalteter Ketten: Kollisionstektonik und induzierte Bögen.- *Z. dt. geol. Ges.*, 127, 323-335, Hannover
- BRUNN, J. & DESPRAIRIES, A. (1965): Etude sédimentologique préliminaire de formations à caractère flysch et molasse (flysch de Pindé et molasse du sillon méso-hellénique).- *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn. (II)*, 7, 339-354, Paris
- DERCOURT, J. (1970): L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques.- *Bull. Soc. géol. France*, (VII), 12; 261-317, Paris
- DERYCKE, F. & GODFRIAUX, I. (1976): Métamorphismes "schistes bleus et schistes verts" dans l'Ossa et le Bas-Olympe (Thessalie-Grèce).- *Bull. Soc. géol. France*, (VII), 18, 252 S., Paris
- " (1979): A cross section in the Olympus area, Thessaly, Greece.- *Proceed. VI. Colloquium Geol. Aegean Regions*, 1, 353-354, Athen
- DORR, S. (1975): Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Ägäis.- *Habil.- Schr. Univ. Marburg*, 107 S., Marburg 1975.
- DORR, S.; ALTHERR, R.; KELLER, J.; OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1978): The Median Aegean Crystalline Belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism.- In: CLOSS, H.; ROEDER, D.H. & SCHMIDT, K. (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides: Inter. Union Comm. Geodynamics Sci. Rept.*, 38, 455-477, (Schweizerbart), Stuttgart
- FANTINET, D. (1977): Séance extraordinaire de la Société Géologique de France, tenue à Athènes (20 Septembre 1976).- *Bull. Soc. géol. France (VII)*, 19, 71-86, Paris
- FERENTINOS, G.C. (1973): The geology-petrology of the island of Skiathos.- *Bull. geol. Soc. Greece*, 10(2), 323-358, Athen
- FERRIERE, J. (1979): Le secteur méridional du "massif métamorphique de Thessalie": le massif du Pélion et ses environs.- *Proceed. VI. Colloquium Geol. Aegean Regions*, 1, 291-309, Athen
- FYTIKAS, M.; GIULIANI, O.; INNOCENTI, F.; MARINELLI, G. & MAZZUOLI, R. (1976): Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea.- *Tectonophysics*, 31, T29-T34, Amsterdam
- GUERNET, C. (1971): *Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce)*.- Thèse Sorbonne, 395 S., Paris
- HARRE, W.; KOCKEL, F.; KREUZER, H.; LENZ, H.; MOLLER, P. & WALTHER, H.W. (1968): Über Rejuvenationen im Serbo-Mazedonischen Massiv (Deutung radiometrischer Altersbestimmungen).- *24th internat. geol. Congr. Proceed.*, 6, 223-236, Prag
- IZDAR, K.E. (1975): Bati Anadolu'nun jeotektonik gelismi ve Ege Denizi cevresine ait üniteleri ile karsilastirilmarsi.- 59 S., Bornova-Izmir
- JACOBESHAGEN, V. (1979): Structure and geotectonic evolution of the Hellenides.- *Proceed. VI. Colloquium Geol. Aegean Region Athens 1977*, 3, 1355-1367, Athen
- JACOBESHAGEN, V. & SKALA, W. (1977): Geologie der Nord-Sporaden und die Struktur-Prägung auf der mittel-ägäischen Inselbrücke.- *Ann. géol. Pays hellén. (im Druck)*, Athen
- JACOBESHAGEN, V.; MARTZ, J. & REINHARDT, R. (1977): Eine alttertiäre Ophiolith-Decke in den inneren Helleniden NE-Griechenlands.- *N.Jb. Geol. paläont. Mh.*, 1977, 613-620, Stuttgart
- JACOBESHAGEN, V.; RISCH, H. & ROEDER, D. (1976a): Die eohellenische Phase. Definition und Interpretation.- *Z. dt. geol. Ges.*, 127, 133-145, Hannover

- JACOBESHAGEN, V.; SKALA, W. & WALLBRECHER, E. (1975): Cross-folding on West Aegean islands and the problem of the connections between the Alpine mountain belts of Greece and Turkey.- Rapp. Comm. int. Mer médit., 23(4a), 173 S., Monaco
- " (1976b): Observations sur le développement tectonique des Sporades du Nord.- Bull. Soc. géol. France (VII), 18, 281-286, Paris
- JACOBESHAGEN, V.; MAKRIS, J., RICHTER, D. et al. (1976 c): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes.- Z. dt. geol. Ges., 127, 337-363, Hannover
- JACOBESHAGEN, V.; DORR, S.; KOCKEL, F.; KOPP, K.-O. and KOWALCZYK, G. (1978): mit Beiträgen von H. BERCKHEMER und D. BOTTNER: Structure and geodynamic evolution of the Aegean region.- In: CLOSS, H., ROEDER, D.H. & SCHMIDT, K. (Herausg.): Alps, Apennines, Hellenides.- Inter. Union Comm. Geodynamics, Sci. Rept., 38, 537-564, (Schweizerbart), Stuttgart
- JANSEN, B. (1977): Metamorphism on Naxos, Greece.- Diss. Univ. Utrecht, 153 S., Utrecht
- KALKREUTH, W.; RISCH, H. & WALLNER, P. (1976): Ein Oberkreide-Paläogen-Profil aus dem südöstlichen Teil der Argolis-Halbinsel (Peloponnes).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1976, 350-360, Stuttgart
- KALKREUTH, W.; WALLNER, P.; JACOBESHAGEN, V. & RISCH, H. (1977): Zur Geologie des argolischen Berglandes westlich der Methana-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland).- Bull. geol. Soc. Greece, 13(1), 3-14, Athen
- KATSIKATSOS, G.Ch. (1979): La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Enbée.- Proceed. VI. Colloquium Geol. Aegean Regions Athen 1, 211-228, Athen
- KATSIKATSOS, G.; MERCIER, J.-L. & VERGELY, P. (1976): L'Eubée méridionale: une double fenêtre polyphasée dans les Hellénides internes (Grèce).- C.R. Acad. Sci. Paris (D), 283, 459-462, Paris
- KAUFFMANN, G. (1976): Die palaeogeographische Entwicklung des östlichen Mittel-Griechenland zwischen Jungpaläozoikum und Trias.- Bull. Soc. géol. France (VII), 18, 308, Paris
- KAUFFMANN, G.; KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece).- Bull. Soc. géol. France (VII), 18, 225-230, Paris
- KELEPERTSIS, A. (1974): Geological Structure of Alonnisos and Peristera islands.- Z. dt. geol. Ges., 125, 225-236, Hannover
- KEUPP, H. (1974): Vorläufige Ergebnisse der Kartierung des Parnaß-Flysches in der Depression von Delphi-Arachowa (Mittelgriechenland).- Nachr. dt. geol. Ges., 4, 25-28, Hannover
- KOPP, K.-O.; PAVONI, N. & SCHINDLER, C. (1969): Geologie Thrakiens IV. Das Ergene-Becken.- Beih. geol. Jb., 76, 1-136, Hannover
- MARIOLAKOS, I. (1971): Strukturanalyse der Kluftsysteme von N. Hymettos (Attika) - (griechisch).- Ann. géol. Pays hellén., 23, 323-379, Athen
- " (1972): Observations on the folds of the metamorphic system of Pentelikon and Hymettus (Attika) - (griechisch).- Ann. géol. Pays hellén., 24, 276-302, Athen
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU, D. (1973): Observations on the structural geology of Western Pentelikon - Attika (Greece) - (griechisch), Bull. geol. Soc. Greece, 10(2), 134-179, Athen
- MERCIER, J. (1973): Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce).- Ann. géol. Pays hellén. (I), 20, 1968, 1-596, Athen
- PAPADEAS, G. (1970): Zur Stratigraphie und Altersstellung der metamorphen Serien N von Athen (Marathon). Zusammenfassung der Ergebnisse.- Praktika Adak. Athinon, 44, 10-18, Athen
- PAPAKONSTANTINOY, A. (1979): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raum der Ptolemis-Senke und des westlichen Vermion-Gebirges in Griechisch-Mazedonien.- Berliner geowiss. Abh., (A), 13, 79 S., Berlin
- PHILIPPSON, A. (ed. E. KIRSTEN)(1959): Die griechischen Landschaften IV. Das ägäische Meer und seine Inseln.- 412 S., (Klostermann), Frankfurt
- REINHARDT, R. (1978): Geologische Untersuchungen auf der Halbinsel Trikeri (Thessalien/Griechenland) Unveröff. Diplom-Arbeit Freie Univ. Berlin, 83 S., Berlin
- RENZ, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge.- Pragm. Akad. Athen, 8, 1-171, Athen

- RICHTER, D. (1976): Das Flysch-Stadium der Helleniden - ein Überblick.- Z. dt. geol. Ges., 127, 467-483, Hannover
- RICHTER, D.; MARIOLAKOS, I. & RISCH, H. (1977): Paläorelief und Beginn der Flysch-Sedimentation in der Subpelagonischen Zone nördlich Lamia (Ostgriechenland).- Z. geol. Wiss., 5, 361-371, Berlin
- ROESLER, G. (1973): Biochronologie und Stratigraphie des Tertiärs im Bereich der mittleren Kykladen.- Diss. Techn. Univ. Clausthal, gekürzte Fassung, 63 S., Clausthal-Zellerfeld
- SCHEDLER, W. (1979): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Atsitsa, Skiros (Griechenland).- Unveröff. Dipl.-Arbeit Freie Univ. Berlin, 71 S., Berlin
- SCHNEBERGER, W. (1977): Zur Geologie des Sarakiniko auf der Magnesischen Halbinsel (Thessalien/Griechenland).- Unveröff. Diplom-Arbeit Freie Univ. Berlin, 60 S., Berlin
- SCHWANDT, K.-H. (1980): Das basale Kristallin der Nord-Sporaden (Griechenland).- Berliner geowiss. Abh., (A), (im Druck), Berlin
- SMITH, A.G. & MOORES, E.M. (1974): Hellenides.- In: A.M. SPENCER (ed.): Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Data for orogenic studies.- Geol. Soc. London, Spec. Publ., 4, 159-185, Edinburg
- SOLIMAN, H.A. & ZYGOJANNIS, N. (1979): Foraminiferal assemblages from the Eocene of Mesohellenic Basin, Northern Greece.- Proceed. VI. Colloq. Geol. Aegean Region Athens 1977, 3, 1095-1104, Athen
- STRAUSS, M. (1979): Geologie der Insel Poros (Peloponnes/Griechenland).- Unveröff. Dipl.-Arbeit Freie Univ. Berlin, 42 S., Berlin
- YARWOOD, G.A. & DIXON, J.E. (1979): The Mesozoic and Tertiary evolution of the Pelagonian Zone in Mainland Greece - progress, possibilities and problems.- Proceed. VI. Colloquium Geol. Aegean Regions, 1, S. 259, Athen
- ZIMMERMAN, J. & ROSS, J.V. (1976): Structural evolution of the Vardar root zone, northern Greece.- Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 1547-1550, Boulder, Colorado

OBER 200 JAHRE GEOWISSENSCHAFTEN IN BERLIN

- Ein fraktionierter Rückblick auf ihre historische Entwicklung -
(unter besonderer Berücksichtigung der Geologie-Paläontologie)

von

J. LIEDHOLZ⁺

1. EINFÜHRUNG

Die an den drei Berliner Universitäten - der Technischen- und der Freien Universität im Westteil sowie der Humboldt-Universität im Ostteil der Stadt - vertretenen Geowissenschaften blicken auf eine glanzvolle und traditionsreiche Vergangenheit in dieser Stadt zurück. Die gemeinsame Wurzel der verschiedenen geowissenschaftlichen Zweige reicht in Berlin bis in das 18. Jahrhundert, von dem im Zeitalter der Aufklärung die entscheidenden Impulse für die Wiederbelebung und den Aufstieg der Naturwissenschaften ausgingen. Für die deutsche Aufklärung war dabei die rationalistisch-idealistische Gedankenwelt des Philosophen Gottfried Wilhelm Leibniz (1646-1716) richtungsweisend.

Für die Geowissenschaften standen am Anfang dieser Epoche vorerst Fragen der bergbaulichen Praxis im Vordergrund der Betrachtungen. Doch erwachte um die Jahrhundertwende mehr und mehr das Interesse am Sammeln, Beschreiben, Ordnen und Deuten von Petrefakten und Mineralen sowie an der Entdeckung neuer Bodenschätze und fremder Länder. So beschäftigte sich der Berliner Gelehrte Peter Simon Pallas (1741-1811) auf seinen mehrjährigen Reisen ins östliche Rußland und in Sibirien schon mit geologischen Erscheinungen und entdeckte als Erster fossile Fragmente von Mammut und Rhinoceros im sibirischen Eis. Philosophische Gedanken über ein neues Weltbild führten in jener Zeit auch zu neuen Überlegungen und Erwägungen über die Entstehung und die Vergangenheit der Erde und des Lebens auf ihr.

Auf dieser Grundlage entwickelten die Geowissenschaften nach der Jahrhundertwende eine theoretisch-wissenschaftliche Basis, deren Tragfähigkeit sich in dem Maße erweiterte und auch verbesserte wie die Kenntnisse und Erkenntnisse mit dem rasch anwachsenden Sammlungsmaterial und den fortschreitenden Geländebeobachtungen in immer ausgedehnteren Regionen zunahm. Als bald erlebten die Geowissenschaften dadurch im 19. Jahrhundert einen großartigen Aufschwung. An ihm haben zunächst nur wenige, aber hervorragende Fachgelehrte den größten Anteil. Ihre Entdeckungen, Anschauungen und Vorstellungen beeinflussten den Fortschritt der Wissenschaft maßgeblich und waren häufig auch richtungsweisend.

Die Geowissenschaften in Berlin schätzen sich glücklich, daß aus ihren Reihen von Anbeginn des vorigen Jahrhunderts an immer wieder führende Persönlichkeiten hervorgegangen sind, die mit ihrem Forschergeist den Fortgang der geowissenschaftlichen Entwicklung mitgeprägt und durch ihre Werke zum Fortschritt der Geowissenschaften zum Teil entscheidend beigetragen haben. Sie haben damit weit über die Grenzen Berlins und Deutschlands Anerkennung gefunden und den Geowissenschaften in dieser Stadt zu hohem Ansehen verholfen. Ihnen verdankt Berlin vor allem seine bedeutende geowissenschaftliche Tradition. Sie wurde aber auch begünstigt durch seine Funktion als preußische und später als deutsche Hauptstadt, deren staatliche Stellen den Ausbau geo-

⁺ Anschrift des Verfassers: Prof.Dr. Johannes Liedholz, Institut für Geologie d. FU Berlin
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34A

wissenschaftlicher Institutionen großzügig förderten und damit eine Vielfalt geowissenschaftlicher Tätigkeit ermöglichten. Immer wieder fühlten sich namhafte Geowissenschaftler von der geistig aufgeschlossenen Atmosphäre Berlins angezogen und manch einer von ihnen hat hier ein Leben lang verbracht. Ihre Erfolge sind oft zu Meilensteinen der geowissenschaftlichen Entwicklung geworden, die sich in der Geschichte der Geowissenschaften in Berlin daher so trefflich widerspiegelt.

Im folgenden soll versucht werden, einen Abriß der Geschichte der Geowissenschaften in Berlin aufzuzeigen. Notgedrungen können jedoch hier nicht alle der beteiligten Geowissenschaftler erwähnt werden. Die Entwicklung wird vor allem personell und institutionell verfolgt und an Hand markanter Ereignisse chronologisch festgehalten. Dabei wird das Fachgebiet Geologie-Paläontologie vorzugsweise behandelt. Für die Zeit nach dem zweiten Weltkrieg findet der aus einem "Nichts" erfolgte Aufbau der Geologie-Paläontologie an der Freien Universität besondere Beachtung. Hierbei werden namentlich auch jene Männer genannt, die sich um den Aufbau besonders verdient gemacht haben.

2. VON DEN ANFÄNGEN BIS ANS ENDE DES 19. JAHRHUNDERTS

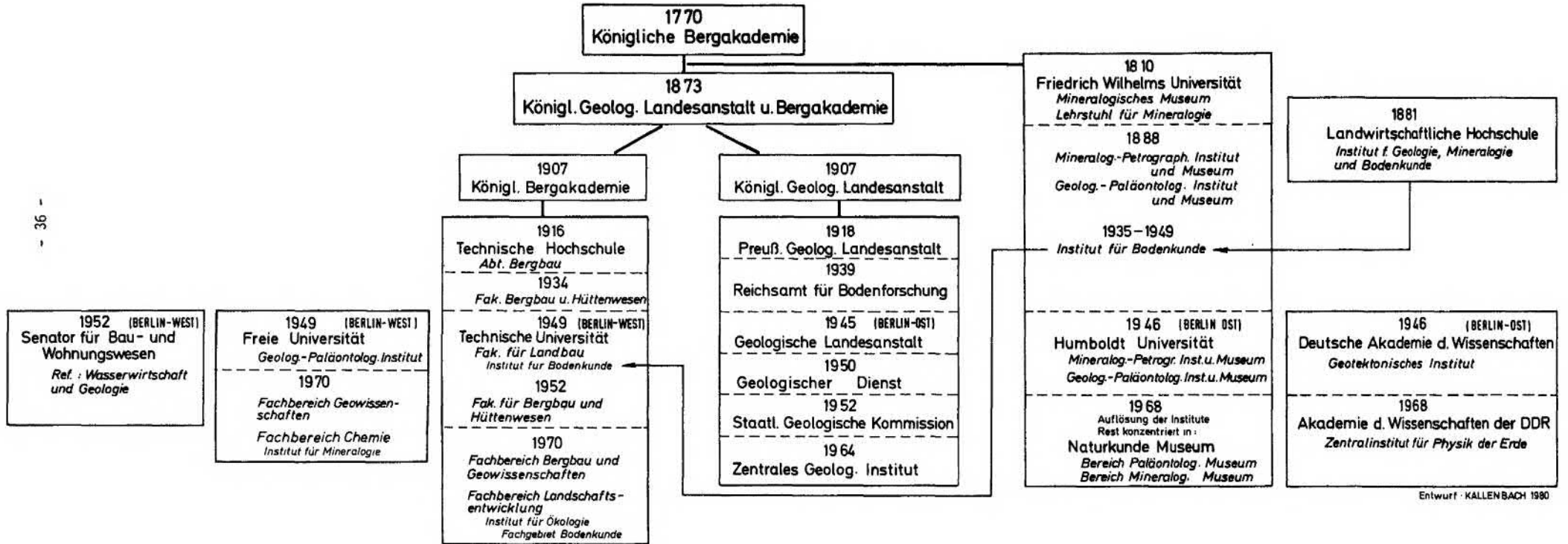
Als Preußens großer König, Friedrich II, 1770 die Verfügung erließ, daß auf den Universitäten des Landes nunmehr auch die Mineralienkunde gelehrt werden sollte, war Berlin davon nicht unmittelbar betroffen, da es zu jener Zeit noch keine Universitas besaß. Doch wurde im gleichen Jahr dieser Verfügung in Berlin ein Berginstitut eröffnet, in dem die Vorlesungen am 15. Oktober 1770 mit 22 Hörern begannen. 1774 wird dieses Institut in einer weiteren Verfügung an die Dozenten erstmals "Bergakademie" genannt, danach aber ab 1777 auch als "Haupt-Bergwerks-Eleveninstitut" bezeichnet. 1801 erhielt diese "Königliche Bergakademie" ihr erstes festes Domizil, das sie jedoch mit der 1799 gegründeten "Königlichen Bauakademie" teilen mußte. Das Gebäude befand sich am Werderschen Markt, wo schon bald auch das "Königliche Mineralien-Cabinet" untergebracht wurde.

Die von G.W. Leibniz mit Hilfe der preußischen Königin Sophie Charlotte im Jahre 1700 in Berlin gegründete "Sozietät der Wissenschaften", der späteren "Preußischen Akademie der Wissenschaften", war den Geowissenschaften seinerzeit noch weitgehend verschlossen. Man kann daran erkennen, daß den Geowissenschaften bis etwa an die Schwelle des 19. Jahrhunderts keine sonderliche Bedeutung in Spektrum der Wissenschaften beigemessen wurde.

Auch mit der Gründung der "Friedrich-Wilhelms-Universität" 1810 in Berlin erhielt die Geologie zunächst noch kein eigenes Ordinariat. Dennoch war diese Gründung für die gesamte Wissenschaft ein großes Ereignis, wurde doch damit zugleich das von Wilhelm von Humboldt konzipierte neue Bildungsideal der Einheit von Lehre und Forschung verwirklicht. Dieses Prinzip hat sich bis in unsere Tage bewährt. Die Geologie - oder damals noch Geognosie - wurde von dem Ordinarius des mineralogischen Lehrstuhls, Christian Samuel Weiss (1780-1856) vom Wintersemester 1810/11 an neben der Mineralogie gelehrt. Weiss war also in erster Linie Mineraloge, der besonders durch die mathematische Formulierung der Geometrie von Kristallen (Rationalitäts- und Zonengesetz) bekannt wurde, doch hat er auch über geologische Probleme publiziert. Berühmte Schüler von ihm waren u.a. F.A. Quenstedt, H.v. Dechen, H.E. Beyrich und G. Rose, der sich 1823 als erster Geowissenschaftler an der Berliner Universität habilitierte und später Nachfolger von Chr. S. Weiss wurde. Für die Berufung von Chr. S. Weiss aus Leipzig hatte sich vor allem Leopold von Buch eingesetzt.

Der aus der Uckermark nördlich von Berlin stammende Leopold von Buch (1774-1852) und der in Berlin geborene Alexander von Humboldt (1769-1859) waren wie Chr. S. Weiss Schüler von Abraham Gottlob Werner, der in Freiberg lehrte. A. v. Humboldt nannte seinen Zeitgenossen L. v. Buch respektvoll "den ersten Geognosten Deutschlands", eine Ehrung, die auf Grund seiner eindrucksvollen vergleichenden geologischen Untersuchungen und seiner ausgeprägten Kenntnis vieler Fossilien durchaus gerechtfertigt erschien. Beide waren Anhänger der plutonistischen Lehre des großen Schotten James Hutton und befanden sich damit in wissenschaftlicher Opposition zu ihrem Lehrer A.G. Werner, der Neptunist war. Doch erst nach dem Tode Werners (1818) wagte es L. v. Buch, seine "Theorie der Erhebungskrater" vorzustellen. Er vertritt darin die Ansicht, daß die meisten Vulkane und auch die Kettengebirge durch Auftrieb und Hebung der Erdkruste entstanden sind. Die schon damals nicht unwidersprochene Theorie beherrschte dank der großen Autorität von L. v. Buch bis in die zweite Hälfte des Jahrhunderts das Meinungsbild vieler Geologen. Sie lieferte einen wichtigen Beitrag zu Fragen der endogenen Dynamik.

Entwicklung der Geowissenschaften in Berlin (Schwerpunkt Geologie und Mineralogie)



Entwurf: KALLENBACH 1980

Leopold von Buch hat sich auch in der Biologie und vor allem in der Paläontologie betätigt. Er erkannte u.a., daß die Paläontologie die historische Wissenschaft von der Geschichte des Lebens ist, und von ihm stammt auch der Begriff "Leitfossil". Außerdem gab er 1826 erstmals eine geologische Karte von Deutschland in 24 Blättern heraus.

Sowohl Leopold von Buch als auch Alexander von Humboldt waren weit gereiste, einflußreiche Privatgelehrte ihrer Zeit. Der Naturhistoriker von Humboldt mußte jedoch seine unabhängige Lebensstellung 1827 aufgeben, nachdem sein Vermögen durch den fast 20 jährigen Aufenthalt in Paris, wo er sich der literarischen Auswertung seiner fünfjährigen Forschungsreise durch Südamerika (1799-1804) gewidmet hatte, nahezu aufgezehrt war. Er trat in Berlin in den preußischen Staatsdienst, wirkte aber weiterhin zum Wohle der Wissenschaft. In seinen Naturbeschreibungen betont er vor allem das historische Element. Der Geognosie fühlt er sich eng verbunden. So sah er z.B. weit vorausschauend in dem Vulkanismus eine Reaktion, "welche das Innere eines Planeten auf seine Rinden ausübt" und folgerichtig erkannte er auch Zusammenhänge zwischen Erdbeben sowie Hebungen des Festlandes mit vulkanischen Kräften. Weniger glücklich waren seine Vorstellungen von der Entwicklung der Organismen, bei der ihm der Gedanke einer Evolution fremd blieb.

Der Gründung der Berliner Universität folgten bald auch organisatorische Änderungen. So wurde das Königliche Mineralien Cabinet in die Universität überführt und ab 1814 als "Mineralogisches Museum der Universität zu Berlin" bezeichnet. Später, d.h. 1888 gelangte die beachtliche Sammlung geologischer und mineralogischer Funde in das Museum für Naturkunde in die Invalidenstraße 43. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgte der Aufbau weiterer Museen an den Universitätsinstituten wie vor allem das Mineralogisch-petrographische Museum und das Geologisch-paläontologische Museum, das u.a. auch den berühmten *Archaeopteryx lithographica* aus dem Solnhofener Plattenkalk und den *Brachiosaurus Brancai* aus den Tendaguruschichten Ostafrikas aufnahm.

Christian S. Weiss lehrte sowohl an der Universität als auch an dem Haupt-Bergwerks-Eleveninstitut (Bergakademie). Die geologischen Vorlesungen übernahm jedoch von 1834 bis 1841 sein inzwischen an der Universität zum Extraordinarius ernannter Schüler Ernst Heinrich Carl von Dechen (1800-1889). Er hat sich besondere Verdienste um die geognostische Erforschung der Rheinlande erworben, über die er auch verschiedene geologische Karten herausgab. Überhaupt lag ihm die auf Leopold von Buch zurückgehende Darstellung der Geologie auf Karten sehr am Herzen. Höhepunkte seiner diesbezüglichen Aktivitäten war die 1838 erschienene geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich und den angrenzenden Ländern, die er während seiner Berliner Zeit veröffentlichte.

Von besonderer Bedeutung für die Geowissenschaften in Berlin ist auch die 1828 erfolgte Gründung der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin von Heinrich Berghaus. In ihr wirkten anfänglich neben Leopold v. Buch und Alexander v. Humboldt vor allem der 1820 an die Universität berufene Geograph Carl Ritter (1779-1859). Ihre große wissenschaftliche Entfaltung erlebte die Gesellschaft aber erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts, in der zahlreiche Forschungsreisen in bisher weniger bekannte Teile der Erde stattfanden. Stellvertretend für die Namen, die damit verbunden sind, soll hier nur Ferdinand von Richthofen (1833-1905), der große Erforscher Chinas, genannt werden. Aber auch sein Nachfolger im Amt des geographischen Ordinariats, Albrecht Penck (1858-1945) vermehrte durch seine wissenschaftlichen Erfolge auf dem Gebiet der Geomorphologie und der Glazialmorphologie nachhaltig das Ansehen dieser bedeutenden Berliner geographischen Gesellschaft. Beide Forscher fühlten sich auch den geologischen Belangen stets eng verbunden.

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts begann dann für die Geologie eine Reihe bedeutsamer Ereignisse, die sich bis über die nächsten Jahrzehnte erstreckten. Nach längeren vorausgehenden Diskussionen wurde 1848 endlich die Deutsche Geologische Gesellschaft gegründet. Die Gründung, die von den namhaften deutschen Geowissenschaftlern ihrer Zeit ausging, erfolgte im Gebäude der Gewerbeakademie (vormals seit 1821 Gewerbeschule) in der Klosterstraße 36, wo seit 1850 auch Vorlesungen in Geologie und Mineralogie stattfanden. Die Wahl des ersten Vorsitzenden fiel auf Leopold von Buch. An dem Statut der Gesellschaft hat insbesondere der in Berlin geborene Heinrich Ernst Beyrich (1815-1896) mitgewirkt. Er gehörte bis zu seinem Lebensende auch dem Vorstand an und war von 1874 bis 1896 Vorsitzender dieser Gesellschaft.

Beyrichs akademische Laufbahn führte an der Berliner Universität nach der Promotion 1837 und Habilitation 1841 zur Ernennung zum a.o. Professor 1846 sowie zum Leiter der paläontologischen Sammlung und schließlich 1865 zur Berufung als ordentlicher Professor. Schon 1853 wurde er zum Mitglied der Akademie der Wissen=

schaften zu Berlin und Halle gewählt. In der Nachfolge von Chr. S. Weiss durch G. Rose (1798-1873), der im übrigen als Erster Albit und Anorthit unterschied, übernahm Beyrich zunächst einen Teil der Vorlesungen in Geognosie (Versteinerungskunde, Sedimentärformation). Beide lehrten an der Universität und an der Bergakademie.

Mit dem Ordinariat von Beyrich erhielt die Geologie erstmals in Berlin eine größere Unabhängigkeit und eine selbständige Aufgabenstellung. Die Gründung eines eigenen "Geologisch-paläontologischen Instituts und Museums der Universität zu Berlin" ließ aber noch bis 1888 auf sich warten. Beyrich wurde sein erster Direktor, nachdem er zuvor schon 1873 nach dem Tode von G. Rose das Direktorat des Mineralogischen Museums der Universität übernommen hatte. Es sei an dieser Stelle auch hervorgehoben, daß Beyrich als Erster eine geologische Studentenexkursion 1857 in den Harz durchgeführt hat.

Mit Beyrich gelangt ein Mann an die Spitze der Geologie in Berlin, der es meisterhaft verstand, die rasche Aufwärtsentwicklung der Geowissenschaften maßgeblich mitzugestalten. Sein wissenschaftliches Spektrum ist beachtlich. Schon vor der Mitte des Jahrhunderts konnte er durch zahlreiche vergleichende Untersuchungen, derethalben er außer Deutschland auch Frankreich, Italien und die Schweiz bereiste, seine Kenntnisse und wissenschaftlichen Erfahrungen wesentlich erweitern und vertiefen. Daneben hat er früh erkannt, wie wichtig und notwendig geologische Kartierungen für die Weiterentwicklung der geologischen Wissenschaft sind. Mit dieser Überzeugung nahm er 1842 einen Auftrag an, der eine geologische Kartierung Schlesiens zum Ziel hatte. Er sollte sich nachhaltig und bedeutungsvoll auf die gesamte deutsche Geologie auswirken.

Zu Beginn der 1860er Jahre nämlich schlug Beyrich den zuständigen Behörden vor, den bisher bei der geologischen Feldaufnahme verwendeten Maßstab von 1:100.000 durch die Maßstabsgröße 1:25.000 zu ersetzen. Dieser Vorschlag wurde akzeptiert und vom Jahre 1867 an der neue Maßstab für alle geologischen Kartenaufnahmen eingeführt. Das war ausschließlich der Verdienst von Beyrich. Er selbst hat außer den Kartierungen in Nieder- und Oberschlesien solche auch in Sachsen und im Harz durchgeführt und damit großen Anteil an dem damaligen Kartierungsprogramm.

Die wissenschaftlichen Veröffentlichungen Beyrichs umfassen mehr als 200 Arbeiten und erstrecken sich auf fast alle Teilbereiche des damaligen geologischen Fachwissens. Darunter befassen sich auch viele Arbeiten mit stratigraphischen und paläontologischen Themen wie z.B. mit der Dreiteilung des Oligozäns, der Gliederung der alpinen Trias- und Jura-Formation oder mit den Ammoniten des Muschelkalkes oder den Mollusken des Oligozäns, um nur einige dieser Arbeiten hervorzuheben.

Die zunehmende industrielle Entwicklung in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts hat auch an die Bergwirtschaft und den Bergbau immer höhere Anforderungen gestellt. Die damalige Regierung erließ daher am 1.9. 1860 neue "Vorschriften für die Königliche Bergakademie in Berlin". Sie dienten vor allem einer besseren Ausbildung der Berg- und Hüttenelaven, deren Vorlesungen zugleich von dem oberberghauptmannschaftlichen Dienstgebäude in den Lindenstraße 47 in das ehemalige Börsengebäude am Lustgarten Nr. 6 verlegt wurden. An dem Ausbau der Lehrpläne und der Laboratorien sowie an der Erweiterung der Sammlung hatte seinerzeit der Geheime Oberbergrat und Dozent für Bergbau- und Salinenkunde Dr. WILHELM HAUCHECORNE (1828-1900) großen Anteil. 1866 wurde er Direktor der Bergakademie und blieb es bis zu seinem Tode.

Wie Beyrich erkannte Hauchecorne die zunehmende Bedeutung der geologischen Kartenaufnahme. Da hieran auch die Bergbaubehörden merkliches Interesse zeigten, gelang es dem einflußreichen Direktor der Bergakademie, die staatlichen Stellen von der Notwendigkeit einer Gründung einer "Preußischen Geologischen Landesanstalt" zu überzeugen. Als dies am 1.1.1873 geschah, wurde Hauchecorne zugleich ihr erster Direktor, behielt dieses Amt jedoch auch an der Bergakademie bei. Direktor für die "wissenschaftliche Leitung der geologischen Landesaufnahme" wurde ebenfalls unter gleichzeitiger Beibehaltung seiner Professur an der Universität und an der Bergakademie der Geheime Bergrat Dr. Beyrich. Gemäß der Satzungen der "Königlichen Geologischen Landesanstalt" und der "Königlichen Bergakademie zu Berlin" waren nun beide Institutionen vereinigt, wobei der Direktor der Landesanstalt zugleich auch Direktor der Bergakademie war. Die gemeinsame Dienststelle in der alten Börse am Lustgarten wurde zugunsten eines Neubaus in der Invalidenstraße 44 1878 aufgegeben.

Von nun an erfolgte die geologische Kartierung im Lande systematisch und mit größerem Tempo, wobei auch das norddeutsche Flachland in zunehmendem Maße einbezogen wurde. Die Kartierungen beeinflussten vor allem auch die stratigraphische und paläontologische Forschung nachhaltig und sie verhalf damit der deutschen Geologie bald zu einem guten Ruf in der Welt. Die internationale Beachtung schloß selbstverständlich auch die Person

Beyrichs ein, dessen leitende Stellung es ihm ermöglichte, sich im Sommersemester der geologischen Landesuntersuchung zu widmen und im Wintersemester lehrend und forschend an der Universität tätig zu sein. Seinem internationalen Ansehen verdankt Berlin vor allem die Abhaltung des 3. Internationalen Geologen-Kongresses 1885 in dieser Stadt. Beyrich wurde zu dessen Präsidenten ernannt, Hauchecorne war sein Generalsekretär

Zu Beyrichs Schülern zählten u.a. der schon genannte F.v. Richthofen sowie A.v. Koenen, W.B. Dames, E. Kayser und Herm. Credner. Emanuel Kayser war vor seiner Berufung 1885 an die Universität Marburg Dozent für Geologie an der Bergakademie Berlin und auch an der Preußischen Geologischen Landesanstalt als Landesgeologe einige Jahre tätig. Sein (in der 4. Auflage) vierbändiges "Lehrbuch der Geologie" gehört zu den bedeutendsten Werken seiner Zeit. W.B. Dames wurde von 1896-1899 Nachfolger von Beyrich auf dem Ordinariat für Geologie und Paläontologie der Universität, der er schon ab 1891 als Professor angehörte.

Die Vereinigung von Bergakademie und Geologischer Landesanstalt wirkte sich für Dozenten und Studenten gleichermaßen fruchtbringend aus, da auf diese Weise ein optimales Ineinandergreifen von Forschung, Lehre und Praxis gewährleistet war. Dazu kam die Öffnung einer Reihe von Sammlungen zu Lehrzwecken wie die geologischen Sammlungen der Geologischen Landesanstalt und des Geologischen Landesmuseums, der Bergakademie einschließlich des Mineralogischen Museums und des Museums für Bergbau und Hüttenwesen.

Am 1.4.1879 erhielt Berlin eine weitere neue technisch-wissenschaftliche Einrichtung in Form der "Technischen Hochschule in Berlin-Charlottenburg". Ihr Hauptgebäude wurde 1884 seiner Bestimmung übergeben. Die bereits 1876 zu einer Einheit verschmolzene Bauakademie und Gewerbeakademie gingen in der neuen Hochschule auf.

Wenig später erfolgte am 14.2.1881 die Gründung der "Königlichen Landwirtschaftlichen Hochschule", die aus dem "Vereinigten Landwirtschaftlichen Lehrinstitut und Museum zu Berlin" entstand. Sie nahm ihre Arbeit neben der vereinigten Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie in der Invalidenstraße 42 auf. Bemerkenswert ist die Errichtung eines "Institut für Geologie, Mineralogie und Bodenkunde" an dieser neuen Hochschule. Die Geologie wurde hier später von Gotthard Fliege vertreten, der auch das Institut von 1912 bis 1922 in Personalunion mit Fritz Schucht leitete. In dieser Zeit, in der die Feldbodenkunde vorrangig betrieben wurde, entstanden auch viele Bodenkarten.

Ein Experte von hohem Ansehen war auf dem Grenzgebiet zwischen Geologie und Bodenkunde z.Zt. der Jahrhundertwende Felix Wahnschaffe (1851-1914), der als Professor und Geheimer Bergrat an der Friedrich-Wilhelms-Universität und an der Bergakademie lehrte. Als junger Landesgeologe nahm er 1875 in Berlin an jener historischen Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft teil, in der der schwedische Geologe Otto Torell zum ersten Mal den deutschen Fachkollegen seine neue, sich als richtig erweisende Inlandeistheorie vortrug. Sie hat das Interesse Wahnschaffes an der Geologie des Quartärs maßgeblich gefördert. War er anfangs mit Kartierungsarbeiten um Berlin beschäftigt, so konnte er 1900 die Leitung der Kartenaufnahme im Flachland in der Geologischen Landesanstalt übernehmen, und 1903 wurde er Abteilungsdirektor für die Flachlandaufnahme. Seine Quartärstudien, denen wir mehr als 100 Arbeiten verdanken, hat er über Deutschland bis nach Nord- und Westeuropa und sogar nach Nordamerika ausgedehnt. In der Deutschen Geologischen Gesellschaft war er engagiert als Schriftführer und als stellvertretender Vorsitzender, und ab 1912 übertrug man ihm auch den Vorsitz.

An der Friedrich-Wilhelms-Universität trennten sich 1888 die Mineralogie-Petrographie und die Geologie-Paläontologie. Beide geowissenschaftlichen Zweige erhielten von nun an selbständige Institute.

3. DIE ENTWICKLUNG IM 20. JAHRHUNDERT

Indessen entwickelte sich die Bergakademie zu einer fast unabhängigen Hochschule ihrer Fachgebiete. Dergleichen wuchsen auch die Aufgaben und der Personalbestand der Geologischen Landesanstalt so erheblich an, daß man sich 1907 entschloß, beide Institutionen zu trennen, wodurch die Bergakademie wieder selbständig wurde. Räumlich blieben jedoch beide noch fast ein Jahrzehnt unter dem enger werdenden Dach der Invalidenstraße.

Direktor der Bergakademie wurde der Geheime Bergrat Dr. Wilhelm Bornhardt (1864-1946), während Franz Beyerschlag (1856-1935) als Präsident die Geologische Landesanstalt übernahm. Er leitete nach dem Tode Beyrichs vor allem die Kartierungsarbeiten. Unter seiner Leitung entstanden bedeutende Kartenwerke wie z.B. die Karte der nutzbaren Lagerstätten des Deutschen Reiches in 76 Blättern 1:200.000, 12 Blätter der Geologischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1:200.000 und die Vervollständigung der von Beyrich und Hauchecorne angefangenen Internationalen Geologischen Karte von Europa 1:1.500.000.

1895 erhielt Beyschlag außerdem eine Professur für Lagerstättenkunde an der Bergakademie. Daneben blieb er Präsident der Geologischen Landesanstalt bis 1923. Unter seinen mehr als 100 Veröffentlichungen ist besonders das Gemeinschaftswerk "Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine" hervorzuheben. An ihm war u.a. sein Nachfolger im Präsidentenamt (bis 1933) PAUL KRUSCH (1869-1939) beteiligt.

Auch Krusch wurde 1906 zum Professor an der Bergakademie ernannt, wo er bis 1918 Vorlesungen hielt und dort - nach der organisatorischen Veränderung 1916 (Eingliederung in die TH, siehe unten) - das Institut für Lagerstättenkunde einrichtete. Nach 1918 hat er in der Geologischen Landesanstalt vor allem moderne Forschungsmethoden in die praktische Lagerstättenkunde eingeführt. Er hinterließ als Autor mehrere Fachbücher und mehr als 190 Veröffentlichungen. Beyschlag und Krusch haben sich ganz besonders um die angewandte Geologie verdient gemacht und sie durch ihre Initiative erst zu einem eigenständigen Teilgebiet der Geologie erhoben.

Als ein Ausbau des Metall- und Eisenhüttenwesens in der Hochschule immer dringlicher wurde, entschloß man sich, die gesamte Bergakademie als eigene "Abteilung für Bergbau" der Technischen Hochschule anzugliedern. Der Umzug nach Charlottenburg konnte zum Wintersemester 1916/17 in ein eigens dafür neu errichtetes Gebäude abgeschlossen werden. Aber erst 1934 folgte die Errichtung der "Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen". Das frühere Mineralogisch-geologische Institut teilte sich nun in ein Mineralogisch-Petrographisches Institut, das mittlerweile eine große Mineraliensammlung besaß, und in ein Geologisch-Paläontologisches Institut.

Die Landwirtschaftliche Hochschule machte nach dem ersten Weltkrieg einen Dezentralisierungsprozess durch, in dem zwischen 1921-1924 auf dem Gelände der Domäne Dahlem mehrere Institutsneubauten entstanden. 1935 wurde die gesamte Hochschule dann der Friedrich-Wilhelms-Universität angegliedert und zwar als "Landwirtschaftliche Fakultät" (genauer: bis 1937 "Landwirtschaftlich-Tierärztliche-Fakultät"). Mit der Eingliederung erhielt auch die Bodenkunde ein eigenes Institut. Als "Institut für Bodenkunde" blieb es auch nach 1945 ein Teil dieser Fakultät und gehörte bis 1949 zur alten Berliner Universität, die sich seit Anfang 1949 Humboldt-Universität nannte.

Schon während des 19. Jahrhunderts gehen Mineralogie, Geologie und Geographie in zunehmendem Maße eigene Wege. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wird die Bedeutung der Tektonik mehr und mehr erkannt, am Anfang des 20. Jahrhunderts kommt die Angewandte Geologie dazu. So vollzieht sich im Verlauf dieses Jahrhunderts eine immer größer werdende Spezialisierung innerhalb der Fachgebiete, was eine gewisse Verselbständigung der einzelnen Teildisziplinen nach sich zog. Dabei ist zunächst an die Geophysik, Hydrologie, Bodenkunde, Lagerstättenkunde und Geochemie zu denken, während die Paläontologie weiterhin mit der Geologie enger verbunden bleibt. Diese Entwicklung hat jedoch vorerst nicht zur Errichtung eigener Ordinariate geführt wie am Beispiel des Geologisch-paläontologischen Institutes und Museums der Friedrich-Wilhelms-Universität zu erkennen ist. Dort waren die Lehrstuhlinhaber nach W.B. Dames: W. von Branca (von 1899 bis 1917), J.F. Pompeckj (1917-1930) und H. Stille (1932-1950).

In den Jahren um den ersten Weltkrieg zeichnet sich für die Geologie ein bedeutender Fortschritt ab. Hierzu haben insbesondere neue Erkenntnisse über den zyklischen Ablauf tektonischer Ereignisse sowie neue Anschauungen über den Bau und die Bildung von Gebirgen beigetragen. In dieser Zeit, in der das Augenmerk vorwiegend auf die Dynamik in der Erdkruste und auf eine Vereinheitlichung aller endogenen Kräfte gerichtet war, veröffentlichte Alfred Wegener (1880-1930), der sein Studium größtenteils in Berlin absolvierte und hier auch mit einem Thema aus der Astronomie promovierte, seine Vorstellungen von der Verschiebung der Kontinente. In Würdigung dieser weitvorausschauenden wissenschaftlichen Erkenntnis hat ihm zu Ehren in Berlin gerade das Internationale Wegener-Symposium statt gefunden.

Ein hervorragender Zeitgenosse Alfred Wegeners war Axel Born (1887-1935), der 1911 bei Pompeckj promovierte und 1925 an die Technische Hochschule Berlin auf den Lehrstuhl für Geologie-Paläontologie berufen wurde. Born hat es vor allem verstanden, neue geologische Forschungsergebnisse im Lagerstättenbereich nutzbar anzuwenden. Außerdem hat er sich mit der Auswertung geophysikalischer Schweremessungen beschäftigt und ihre Bedeutung für die Aufhellung der Erdkruste erkannt. Er entwarf eine Isomalenkarte der Schwerestörungen für Deutschland und für die Iberische Halbinsel. Man kann ihn zurecht - zusammen mit F. Kossmat - einen bahnbrechenden Pionier der Angewandten Geophysik nennen. Als Coautor hat er verschiedene Kapitel in einigen bekannten Lehr- und Fachbüchern seiner Zeit geschrieben, so z.B. in B. Gutenbergs "Lehrbuch der Geophysik" (1930-31) und in W. Salomons "Grundzüge der Geologie" (1927).

Die 1932 erfolgte Berufung von Hans Stille (1876-1966) war für die Berliner Geowissenschaften ein großer

Gewinn; denn er erfreute sich in der Fachwelt einer hohen Wertschätzung. Desgleichen war auch die Besetzung des Lehrstuhles für Mineralogie und Petrographie 1935 mit Paul Ramdohr (geb. 1890) eine glückliche Entscheidung. Beide vertraten durch ihr internationales Ansehen die Geowissenschaften der Berliner Universität in hervorragender Weise.

Schon früh hatte Stille sich mit der "saxonischen Tektonik" beschäftigt. Sie führte zu dem Ergebnis einer "saxonischen Gebirgsbildung", die er auf "die Gesamtheit der alpidischen Orogenesen Mitteldeutschlands" übertrug ("germanotype" Tektonik). Dabei interessierten ihn vor allem Fragen der zeit-räumlichen Gesetzmäßigkeiten und somit die zeitliche Fixierung der Gebirgsbildungsphasen. Der Begriff "Kimmerische" Gebirgsbildung stammt von ihm. Bei seiner zeitlichen Analyse tektonischer Vorgänge unterschied er sehr klar zwischen Epirogenese und Orogenese und damit zwischen langdauernden, strukturerhaltenen und kurzfristiger ablaufenden, strukturverändernden "orogenen Phasen", die er als typische und wesentliche Merkmale einer Gebirgsbildung ansah.

Während seiner Amtszeit in Berlin hat Stille die zyklische Gliederung tektonischer Bewegungsabläufe auch auf europäische und schließlich auf außereuropäische Gebirgssysteme ausgeweitet. Damit hat er die wissenschaftliche Diskussion über die Geodynamik der Gebirge international belebt und auf das "Zeit-Raum-Problem der Geotektonik" gelenkt. Die Einführung der Zeitlichkeit in die Tektonik hat auch das historische Element in der Geologie beeinflusst. Auch vergleichende regionalgeologische Untersuchungen über räumlich-zeitliche Zusammenhänge von Gebirgen gehören mit zu seinen Verdiensten. Wenngleich sich später manche Einzelheiten im weltweiten Rahmen als hypothetisch erwiesen, so bleibt doch eine gewisse Gleichzeitigkeit der alpinotypen Orogenesen im interkontinentalen Bereich bestehen. Stille war ein Meister der geotektonischen Synthese.

Das wissenschaftliche Schrifttum Stilles umfaßt mehr als 180 Arbeiten, darunter einige ausführlichere Werke einschließlich seines ersten großen, 1924 erschienenen Buches "Grundfragen der vergleichenden Tektonik". Von seinen zahlreichen Schülern sind viele in angesehene Stellungen aufgerückt und ein überdurchschnittlich großer Prozentsatz hat hohe Positionen in den geowissenschaftlichen Universitätsinstituten oder in den geologischen Landesämtern resp. in der späteren Geologischen Bundesanstalt eingenommen. Zu ihnen zählt auch der Tübinger Ordinarius Reinhard Schönenberg, der seinerzeit der "Mann der ersten Stunde" am Geologisch-paläontologischen Institut der Freien Universität wurde.

Nach dem zweiten Weltkrieg hat Stille 1946 im Ostteil Berlins in der Invalidenstraße 43 das Geotektonische Institut gegründet. Es war ein geowissenschaftliches Forschungsinstitut der Akademie der Wissenschaften. Bis zu seiner Emeritierung 1950 war Stille auch sein erster Direktor. Nach ihm leitete Serge von Bubnoff bis 1957 das Institut und von 1957 bis 1961 unterstand es dem Direktorat von Werner Schwan (später Ordinarius in Erlangen). Als ab 1968 die bisherige Akademie der Wissenschaften den neuen Namen "Akademie der Wissenschaften der DDR" erhielt, wurde das Geotektonische Institut in das gleichzeitig neu gegründete "Zentralinstitut für Physik der Erde" integriert. Seitdem leitet Eberhard B. Jubitx das Institut als Direktor.

Stilles Nachfolger im Amt des Ordinariats wurde der ebenfalls international bekannte Professor Serge von Bubnoff (1888-1957), dessen geowissenschaftliche Tätigkeiten von großer Vielfalt und ungewöhnlicher Vielseitigkeit geprägt waren. Seinen reichen Erfahrungs- und Wissensschatz hat er in mehreren, zum Teil umfangreichen Werken niedergeschrieben, wobei er sich als "Meister der geologischen Synthese" erwies. Genannt werden sollen hier nur die "Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen", die "Gliederung der Erdkruste", die "Grundprobleme der Geologie", die "Geologie von Europa" (zwei Bände), die "Einführung in die Erdgeschichte" in mehreren Auflagen.

Sein Lebenswerk weist über 5.000 Druckseiten auf, fürwahr eine enorme Arbeitsleistung, die nur durch eine restlose Hingabe an die Wissenschaft verbunden mit einem hohen Berufsethos bewältigt werden konnte. v. Bubnoff war auch Mitglied der Akademien von Berlin, Göttingen und Halle und Inhaber der Leopold-von-Buch-Plakette und der Gustav-Steinmann-Medaille. Die DDR überreichte ihm den Nationalpreis 1. Klasse. 1956 verlieh ihm die Technische Hochschule Hannover die Würde eines Ehrendoktors.

Nach dem Tode von Bubnoffs 1957 wurde dem Wirbeltier-paläontologen Walter Gross (1903-1974) die kommissarische Leitung des verwaisten Lehrstuhls übertragen. Gross, ein Spezialist für paläozoische Fische, war seinerseits 1949 Nachfolger von Otto H. Schindewolf (1896-1971), der auf Initiative seines Lehrers Stille 1947 zum Professor für Paläontologie an der alten Berliner Universität ernannt wurde, aber schon bald danach einem Ruf nach Tübingen folgte. 1961 konnte auch Gross seine Tätigkeit als Wissenschaftler und Professor in Tübingen fortsetzen.

Auf dem Lehrstuhl für Mineralogie-Petrographie an der Humboldt-Universität war nach der 1950 erfolgten

Emeritierung von Paul Ramdohr, dem Begründer der Erzmikroskopie, der Kristallograph W. Kleber gefolgt. Es sei noch hinzugefügt, daß Paul Ramdohr 1956 anlässlich des 80. Geburtstages seines langjährigen Kollegen in Berlin Hans Stille ein neuentdecktes Zinkselenid-Mineral ihm zu Ehren Stilleit genannt hat.

Im Rahmen organisatorischer Veränderungen in den Geowissenschaften der DDR wurde 1962 das traditionsreiche, alte Geologisch-Paläontologische Institut und Museum der Humboldt-Universität geteilt in ein Institut für Geologie, dessen Direktor Eberhard Kautsch wurde, und in ein Institut für Paläobotanik, das auch die Paläontologie vertrat, unter Rudolf Daber. Aber schon einige Jahre später erfolgte 1968 die Auflösung der einst weltbekannten Institute der Geowissenschaften. Die Sammlungen wurden dem Naturkundemuseum übereignet. An ihm existiert von den Geowissenschaften heute lediglich noch ein Bereich Paläontologie und ein Bereich Mineralogie, dem jeweils ein Direktor vorsteht.

Die Preußische Geologische Landesanstalt, nach deren Gründung die in 11 Paragraphen festgelegten Grundsätze 66 Jahre lang nahezu volle Gültigkeit besaßen, hörte am 31.3.1939 auf in der bisherigen Form zu existieren. Sie wurde einen Tag später mit den anderen im damaligen Reichsgebiet bestehenden Geologischen Landesämtern zur "Reichsstelle für Bodenforschung", die sich schon ein Jahr später "Reichsamt für Bodenforschung" nannte, vereinigt. Nach Kriegsende hieß die ursprüngliche Institution zunächst wieder Geologische Landesanstalt und wechselte dann nach der Etablierung der DDR dreimal den Namen: Ab 1950 hieß sie "Geologischer Dienst", ab 1952 nannte sie sich "Staatliche Geologische Kommission" und 1964 endlich erhielt sie die Bezeichnung "Zentrales Geologisches Institut", unter dessen Namen sie heute weiterbesteht.

In der Technischen Hochschule Berlin-Charlottenburg blieb die "Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen" bis zum Kriegsende 1945 bestehen. Zu ihrer "Abteilung Bergbau" gehörten u.a. das Mineralogisch-Petrographische Institut, das Geologisch-Paläontologische Institut und das Institut für Lagerstättenkunde und Rohstoffe.

Von den an dieser Hochschule bis 1945 tätigen Hochschullehrern soll hier Walther Gothan (1879-1954) noch namentlich erwähnt werden. Durch seine ausgezeichneten Arbeiten auf dem Gebiet der Paläobotanik, der Kohlengeologie und der Kohlenkunde hat er sich in der internationalen Fachwelt ein außergewöhnliches Ansehen erworben. Die Zahl seiner Veröffentlichungen beträgt über 300, darunter befindet sich auch sein bekanntes "Lehrbuch der Paläobotanik" (zusammen mit H. Weyland, 1954 und 1964). Schon 1919 wurde er an der Bergbau-Abteilung nichtbeamteter a.o. Professor. Gleichzeitig ernannte man ihn an der Geologischen Landesanstalt zum Titularprofessor und später, 1935, dort zum Abteilungsdirektor. Gothan gilt als der Nestor der deutschen Paläobotanik und hat als solcher großen Anteil an der heutigen Gliederung des Permokarbons. An der Technischen Hochschule leitete er das "Institut für Paläobotanik und Petrographie der Brennstoffe" bis 1945.

Nach Kriegsende fand Gothan einen Arbeitsplatz im Geologisch-paläontologischen Institut der Humboldt-Universität. Dort erhielt er 1949 auch eine Professur mit vollem Lehrauftrag und wurde zum Mitglied der Akademie der Wissenschaften und zum Leiter ihrer "Arbeitsstelle für Paläobotanik und Kohlenkunde" ernannt. Die Gründung dieser "Arbeitsstelle" geht auf Gothan zurück.

Die Deutsche Geologische Gesellschaft verlieh ihm 1948 die Leopold-von-Buch-Plakette. Weitere Ehrungen wurden ihm von Brasilien und der Deutschen Paläontologischen Gesellschaft, die ihn zum Ehrenmitglied ernannte, zuteil. Außerdem war er auf dem Internationalen Botaniker-Kongreß zu Stockholm 1950 und 1954 dessen Ehrenpräsident und wurde 1954 auch mit der Medaille dieses Kongresses ausgezeichnet.

Am Ende des zweiten Weltkrieges lagen große Teile der Technischen Hochschule in Trümmern, wovon auch die "Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen" schwer betroffen war. Doch konnte schon 11 Monate nach Kriegsende neu begonnen werden und zwar mit der am 9.4.1946 erfolgten Gründung der Technischen Universität, zu der die Technische Hochschule jetzt erweitert wurde. Zwar gab es an ihr die alte Fakultät vorerst nicht mehr, doch fanden Teile der früheren Abteilungen Hüttenwesen und Bergbau zunächst Aufnahme bei der "Fakultät für Allgemeine Ingenieurwissenschaften". Schon 1946 fanden wieder Lehrveranstaltungen in Geologie und Mineralogie statt. Das Institut für Geologie und Paläontologie bekam mit dem 1946 zum a.o. Professor ernannten vormaligen Professor an der Geologischen Landesanstalt Heinrich Quiring (1885-1964) einen neuen Leiter, während das Institut für Mineralogie bis 1952 unter der kommissarischen Leitung von Johannes Hiller (1911-1972) stand. Hiller folgte 1952 einem Ruf nach Stuttgart.

1952 wurde auch die "Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen" wieder errichtet. In ihr übernahm jetzt der 1951 zum Ordinarius und Direktor berufene Hugo Strunz (geb. 1910) das Institut für Mineralogie. Er hat sich besonders mit der Isotopie und Isomorphie der Minerale befaßt. Auch die Kristallchemie gehört zu seinem Arbeitsfeld. Außerdem ist er durch Arbeiten über die Genese und Paragenese von verschiedenen Mineralvorkommen

hervorgetreten. 1954 wurde ein neu entdecktes Mangan-Eisen-Phosphat als Mineral Strunzit nach ihm benannt. Strunz ist außerdem Autor bekannter Standardwerke nämlich der "Mineralogischen Tabellen" (unter Mitarbeit von Ch. Tennyson) und zusammen mit P. Ramdohr, bei dem er 1937 als Assistent tätig war, von "Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie". Bis zu seiner Emeritierung 1978 wurden ihm wegen seiner wissenschaftlichen Verdienste zahlreiche Ehrungen zuteil. 20 Jahre lang war er ehrenamtlich in der International Mineralogical Association (IMA) tätig und wurde für die Zeit 1970-74 zu ihrem Präsidenten gewählt.

Die Petrographie gehörte de facto bis 1968 zum Institut für Mineralogie, ohne daß dies namentlich in Erscheinung trat. Danach kam sie als eigene Abteilung zum "Institut für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde" (Ordinarius und Direktor dieses Institutes war Albrecht Wilke (geb. 1912), vor ihm Martin Donath (1901-1965). Seit der 1970 durchgeführten Neugliederung der Berliner Universitäten gehört die Petrologie nunmehr zum "Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung" des Fachbereiches 16 Bergbau und Geowissenschaften" und wird von Giulio Morteani vertreten. Demselben Fachbereich an der Technischen Universität sind auch das "Institut für Mineralogie" und das "Institut für Geologie und Paläontologie" zugeordnet.

Auf den Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie folgte nach der Emeritierung von Heinrich Quiring 1955 Wilhelm Simon (geb. 1915). Sein Interesse galt und gilt insbesondere den "Zeitmarken der Erde" und somit der Geochronologie. In seiner Berliner Zeit erschien sein Buch "Geochronologie als Zeitgerüst der Phylogenie" (1958). W. Simon blieb jedoch wegen eines Rufes nach Heidelberg nur bis 1959 in Berlin, dem Jahr, in dem die Fakultät einen stattlichen Neubau am Ernst-Reutter-Platz beziehen konnte. Nun erging der Ruf an Werner Zeil (geb. 1919), der ihn 1960 als Ordinarius und Institutsdirektor annahm.

W. Zeil ist damit bislang der letzte Inhaber dieses traditionsreichen Lehrstuhls der Berliner Geowissenschaften. Er hat sich besonders um die Erforschung der chilenischen Anden verdient gemacht. 1964 erschien sein viel beachtetes Buch über die "Geologie von Chile". Außerdem hat er BRINKMANN'S "Abriß der Geologie", Teil I "Allgemeine Geologie" erstmals in der 11. Auflage (1975) neu bearbeitet. In dem internationalen Fachorgan "Geologische Rundschau" ist Zeil seit vielen Jahren in der Schriftleitung tätig.

An dem geologisch-paläontologischen Institut der Technischen Universität wird seit der Eingliederung der Bergakademie in die Technische Hochschule neben der eigenständigen Forschung und Ausbildung von Geologen auch die Nebenfach-Ausbildung von Studenten des Bau-, Verkehrs- und Vermessungswesens betrieben. Dabei stehen die Geologie und Geomorphologie sowie die Angewandte Geologie und geologische Kartenkunde im Vordergrund des Ausbildungsziels. Ebenso werden den Studenten der Mineralogie, des Bergbaues und der Hüttenkunde noch weitergehende Kenntnisse in der Geologie vermittelt.

Die in Berlin-West liegenden ehemaligen Institute der Landwirtschaftlichen Fakultät der Humboldt-Universität faßte der Berliner Senat 1951 zusammen zur "Fakultät für Landbau" und schloß diese der Technischen Universität Berlin an. Aus der "Abteilung für Bodenkunde der Lehr- und Forschungsanstalt für Gartenbau in Berlin-Dahlem" ging dann 1952 in dieser Fakultät ein neues "Institut für Bodenkunde" hervor, das ab 1966 in der Englerallee 19-21 unter seinem Direktor Udo Schwertmann (geb. 1927) zu einem modernen bodenchemischen Forschungsinstitut ausgebaut wurde.

Nach dem Weggang Schwertmanns nach München wurde 1970 Hans-Peter Blume (geb. 1933) berufen, unter dessen Leitung auch Untersuchungen der Böden als Pflanzenstandorte, als Bodenfilter (Grundwasser) und als Eignung für diverse anthropogene Nutzungen durchgeführt werden. Als Grundlage für die Landschaftsplanung wird auch die systematische bodenkundliche Kartierung Berlins (West) fortgesetzt. Sowohl Schwertmann als auch Blume sind Coautoren des bodenkundlichen Standardwerkes "Lehrbuch der Bodenkunde" und zwar seit der 9. Auflage (1976). Nach der Auflösung der Fakultäten 1970 nennt sich das Institut jetzt "Institut für Ökologie (Bodenkunde)" und ist Teil des "Fachbereichs 14 Landschaftsentwicklung" an der Technischen Universität.

Nachzutragen bleibt noch, daß 1952 beim Berliner "Senator für Bau- und Wohnungswesen" ein "Referat Wasserwirtschaft und Geologie" eingerichtet wurde. Es befaßt sich vornehmlich mit Baugrunderkennung und mit der Herstellung geologischer Karten von Berlin sowie mit der geologischen Auswertung zahlreicher Bohrungen und Tiefbaustellen im Stadtgebiet. Es nimmt die Aufgaben eines lokalen geologischen Landesamtes wahr.

4. DIE BESONDERE ENTWICKLUNG AN DER FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

Mehr als zwei Jahre nach der Gründung der Technischen Universität führten die politischen Umstände an der Humboldt-Universität zur Errichtung der "Freien Universität Berlin" im Westteil der Stadt. Sie erhielt am

4.11.1948 ihre erste Verfassung und wurde einen Monat später - am 3.12.1948 - offiziell gegründet. Das räumliche Fundament bildeten einige mehr oder weniger beschädigte Institute der früheren Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften in Berlin-Dahlem, die sich ab 1945 Max-Planck-Gesellschaft nannte. Der größte Teil des Universitätsbetriebes spielte sich seinerzeit in rasch angemieteten Häusern und Vorstadtvillen ab und war über verschiedene Bezirke im SW von Berlin verstreut.

Die Keimzelle der Geologie-Paläontologie lag in einer Dachstube des Geographischen Institutes in der Potsdamer Str. 11 in Berlin-Lichterfelde-West im Bezirk Steglitz. Das Geographische Institut gehörte von Anfang an zur Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität und wurde schon im November 1948 unter dem Ordinariat von Walter Behrmann (1882-1955) eröffnet. Es bestand in der Potsdamer Straße schon einige Zeit davor als "Institut für Geomorphologie und Kartographie", arbeitete als solches aber im Auftrag des Berliner Magistrats an der Herstellung des "Berlin-Atlases".

Behrmann, der ein bekannter Geomorphologe und Neuguinea-Forscher war, zeigte auch an einer baldigen Errichtung eines geologisch-paläontologischen Institutes großes Interesse. So ließ er u.a. eine Reihe geologischer Zeitschriftenbände und Geologischer Karten von Preußen im Maßstab 1:25.000 aus dem Nachlaß der E. Picard'schen Bibliothek ankaufen. Sie sollten der Grundstock für eine Bibliothek des zukünftigen geologisch-paläontologischen Institutes sein.

Als dann erste Vorgespräche zwischen W. Behrmann und Reinhard Schönenberg erfolgversprechend verliefen, erfolgte schließlich im September 1949 die Gründung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Freien Universität und zwar de jure durch Walter Behrmann, der auch die kommissarische Leitung des neuen Institutes vorerst übernahm, de facto aber durch Reinhard Schönenberg (geb. 1914) der sein erster Dozent wurde. Schönenberg, der sich bei M. Richter habilitiert hat, kam damals vom Geotektonischen Institut aus der Invalidenstraße. Ihm zur Seite stand von Anfang an Gerhard Bischoff (geb. 1925), ein Schüler von Bubnoffs, der die erste Assistentenstelle an dem neuen Institut erhielt. Beide haben sich mit großem Eifer und unermüdlichem Einsatz um den fundamentalen Aufbau des Institutes bemüht und dafür gebührt ihnen Dank und Anerkennung. R. Schönenberg übernahm später das Ordinariat für Allgemeine und Angewandte Geologie in Tübingen, G. Bischoff wiederum später das Ordinariat für Allgemeine Geologie in Köln.

Bis zum Frühjahr 1950 blieb die genannte Dachstube im Geographischen Institut die einzige räumliche Präsenz der Geologen. Das anfängliche Inventar bestand aus einem Schreibtisch, einem Arbeitstisch, einem Regal und drei Stühlen. Nur langsam wuchs der Buchbestand, erste Gesteine und Fossilien konnten beschafft werden u.a. auch von H.K. Erben aus Tübingen. Als der Raum die "Schätze" nicht mehr aufnahm, gelang es, eine Etage in einer Villa in der Ringstraße 94 in Lichterfelde-West anzumieten. Den Umzug besorgte die Esso-Berlin unter ihrem damaligen Direktor Lange kostenlos.

Die Zahl der Geologie-Studenten konnte man noch an den Händen abzählen, doch stieg sie zum Beginn des Wintersemesters auf 14, zu denen nun auch der Verfasser dieser Chronik gehörte. Eine gleichfalls in der Ringstraße 66 gemietete Küche diente den Studenten als chemisches Labor, da für die obligatorischen Analysen des Praktikums im Chemischen Institut zunächst kein Platz für Nebenfächler vorhanden war.

In das Jahr 1950 fiel auch die Berufung von Max Richter (geb. 1900) auf den Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie. Er nahm zum Sommersemester 1951 die Vorlesungen auf. Damit erhielt das Institut nun seinen ersten eigenen Direktor und Ordinarius. Mit seiner Berufung konnte jetzt nicht nur das Lehrangebot erheblich erweitert werden, sondern die Bereitstellung zusätzlicher Mittel ermöglichte in der folgenden Zeit auch einen rascheren Auf- und Ausbau des Institutes. Schon vor dem offiziellen Amtsantritt M. Richters konnte die wichtigste Berufungszusage erfüllt werden: Ein größeres Institutsgebäude. Es wurde in Berlin-Dahlem in der Altensteinstraße 33 im November 1950 gemietet und ist noch heute eine Art Stammhaus des Institutes, in dem sich die meisten Sammlungen befinden und in dem auch sehr viele Vorlesungen abgehalten werden.

Dank der persönlichen Tatkraft und Einsatzbereitschaft von Max Richter und seiner beiden ersten Mitarbeitern, füllte sich das neue Haus zusehends mit älterer und neuerer Fachliteratur, darunter Tausenden von Separata, die aus diversen Nachlässen von Privatbibliotheken bekannter Geowissenschaftler Deutschlands und Österreichs angekauft worden waren (u.a. Ampferer, Heritsch, Fliegel, Wolff). Der Verfasser, der wenige Jahre später als studentische Hilfskraft in der Institutsbibliothek einige Zeit sein Brot verdiente, hat selber noch 18.000 Separata aus diesen Beständen eigenhändig inventarisiert.

Aber auch das Sammlungsmaterial mehrte sich in beachtlichem Maße. Dabei soll hier vor allem der großzügigen Hilfsbereitschaft Heinrich Quirings gedacht werden, der den Bittstellern aus der jungen Universität

in Dahlem zahlreiche Duplikate aus den teilweise ausgebombten Sammlungsbeständen der Technischen Universität zur Verfügung stellte, so u.a. aus der "Sammlung Rauff" (C.F. Hermann Rauff (1853-1942) war Professor der Geologie an der Bergakademie und Technischen Hochschule Berlin von 1904-1922 und besaß vor allem als Spongienforscher internationalen Ruf). Auf dieser Grundlage wuchs das Sammlungsmaterial der FU-Geologen und -Paläontologen teils durch Aufkauf vollständiger Sammlungen - z.B. der Mineral- und Gesteinssammlung von Prof. Berg - und teils durch gezielte Einzelkäufe weiter an.

Da außerdem auch die Studentenzahl beträchtlich zunahm, wurde das Haus Nr. 33 in der Altensteinstraße allmählich zu eng. So kam es nach der ersten "Aufbauphase", die etwa mit dem Weggang R. Schönenbergs zum SS 1956 nach Heidelberg abgeschlossen war, zu einer bemerkenswerten zweiten Phase, die man als "Expansionsphase" bezeichnen kann. In dieser Zeit, die ganz durch die Initiative und Weitsicht Max Richters bestimmt wurde, gelang es ihm, vor allem den wissenschaftlichen Personalbestand wesentlich zu erweitern und den angestiegenen Raumbedarf des Institutes durch die Anmietung neuer Häuser zu befriedigen. Zusammenfassend traten sukzessive folgende Ereignisse ein:

Die Nachfolge des 1955 zum apl. Professor ernannten R. Schönenberg trat Walter Georg Kühne (geb. 1911) als Dozent für Paläontologie an. Bald darauf entstand die "Abteilung Paläontologie", die sich personell und räumlich nach und nach verbesserte, bis aus dieser Abteilung 1963 ein eigener "Lehrstuhl für Paläontologie" hervorging, auf den W.G. Kühne als a.o. Professor berufen wurde. Wenig später konnte 1965 der "Lehrstuhl für Angewandte Geologie" errichtet und mit Hans-Jochen Schneider (geb. 1923) als berufenem a.o. Professor besetzt werden. Damit waren neben dem "Lehrstuhl für Allgemeine und Historische Geologie" zwei weitere Lehrstühle am Institut vertreten. Außerdem waren zu der Zeit zwei Akademische Räte und sechs Assistenten am Institut tätig. Die Zahl der Wissenschaftlichen Mitarbeiter erhöhte sich durch die erwähnten Berufungen in den kommenden Jahren auf drei Räte, zwei Dozenten und 10 Assistenten. W.G. Kühne wurde 1966 und H.-J. Schneider 1968 zum o. Professor ernannt. Dagegen verließ der 1961 zum apl. Professor ernannte G. Bischoff das Institut 1969, um sich zunächst der freien Wirtschaft zuzuwenden. Er ging zuerst nach Peru und entwickelte sich in den nächsten Jahren zu einem sehr erfolgreichen Wirtschaftsgeologen besonders auf dem Gebiet der Energiewirtschaft und der Erdölgeologie.

Der zusätzliche Hausbedarf des sich ausdehnenden Institutes konnte in unmittelbarer Nachbarschaft gedeckt werden. Nacheinander wurden die Häuser Altensteinstraße 34A (1957), Altensteinstraße 34 (1960) für die Geologie, Schwendenerstraße 8 (1964) für die Paläontologie und Wichernstraße 16 (1966) für die Angewandte Geologie der Nutzung durch das Institut zugeführt. Außerdem erhielt die Geologie später, d.h. 1972, noch eine Etage für die Mathematische Geologie im Hause Patschkauer Weg 38, während der Angewandten Geologie 1974 zusätzlich noch das Haus Wichernstraße 17 zuerkannt wurde.

Bereits 1960 war die Zahl der Fachstudenten auf ca. 130 gestiegen und sie stieg bis zur Emeritierung Professor Richters 1968 auf annähernd 200. So hat sich der Aufstieg und die Entfaltung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der FUB unter der Leitung seines Direktors Max Richter auf alle Bereiche erstreckt und sich fruchtbringend auf die wissenschaftliche Arbeit des Institutes ausgewirkt. Ihm ist es vor allem zu verdanken, daß dieses Institut schon in den 60er Jahren zu den größten seinesgleichen in Deutschland gehörte und schon damals vielfältige Studien- und Forschungsmöglichkeiten anzubieten vermochte.

Für die Berliner Geowissenschaften bedeutete die Berufung M. Richter eine außergewöhnliche Bereicherung ihres wissenschaftlichen Spektrums; denn mit ihm ist seitdem erstmals ein hervorragender Kenner und Forscher der Alpen in ihren Reihen vertreten. Zwar hat er zu keiner Zeit seinen Arbeitsbereich allein auf die Alpen konzentriert, doch zeigt der 60%ige Anteil der Alpen-Arbeiten an seinen ca. 120 Veröffentlichungen, wo der Schwerpunkt seiner wissenschaftlichen Tätigkeit liegt. Darüber hinaus unterstreichen die übrigen Arbeiten - z.B. aus dem Rheinischen Schiefergebirge, aus dem Bereich der Erzlagerstätten oder der kristallinen Grundgebirge - seine vielseitigen geologischen Interessen.

In der Alpen-Literatur hat Max Richter seinen festen Platz. Das gemeinsame größere Werk mit C.W. Kockel und dem Sohn seines Lehrers G. Steinmann "Die bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach" (1931), sein Buch über "Bau und Entstehung der deutschen Alpen" (1937) und die beiden in mehreren Auflagen erschienenen Alpenführer der "Allgäuer Alpen" (1966) und "Vorarlberger Alpen" (1969) sind allseits bekannte Standardwerke.

Besondere Verdienste hat er sich bei der Erforschung der subalpinen Molasse Bayerns und ihrer Beziehungen zu der Schweizer Molasse und bei der stratigraphischen und tektonischen Klärung des penninischen Flysches

vornehmlich im Allgäu-Vorarlberger Raum erworben. Vor allem hat er der Flysch-Forschung in den ersten 10 Jahren seines Wirkens in Berlin entscheidende Impulse gegeben, wobei ihm die mikropaläontologische Unterstützung von F. Bettenstaedt (Hannover) und H. Hagn (München) sehr zustatten kam. In den weiteren 10 Jahren seiner aktiven Berliner Zeit übertrug er seine Erfahrungen im Flysch der Alpen auf den Flysch des Apennin, wo er sich besonders dem Ligurischen Flysch erfolgreich zuwandte. Wie in den Alpen, so hat er auch in Italien versucht, regionale Zusammenhänge zu erfassen und zu einer strukturgeologischen Synthese zu gelangen.

Auch mit R. Schönenberg bestand eine relativ kurzfristige, aber fruchtbare Zusammenarbeit in den Alpen. Vielleicht war sie der Anstoß für die späteren regionalen und tektonischen Forschungen Schönenbergs in Kärnten. Daneben hat sich R. Schönenberg während seiner Berliner Zeit auch mit Untersuchungen über embryonale Tektonik und Magmatismus im Lahn-Dill-Trog befaßt.

Viele seiner Schüler haben mit Max Richter zusammen in den Alpen und im Apennin gearbeitet. Für einige bedeutete dies das Fundament ihrer weiteren wissenschaftlichen Laufbahn. Sie betreiben auch heute noch einen Teil ihrer Forschungen von Berlin aus in den genannten alpidischen Orogenen. Eine stattliche Zahl von Richterschülern findet man heute als Hochschullehrer oder in anderen verantwortlichen Positionen des Bundes, der Länder und in der Industrie.

Auf Initiative M. Richters wurde im Sommersemester 1953 an der Freien Universität auch das Institut für "Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde" gegründet und Karl-Richard Mehnert (geb. 1913) als Institutsdirektor und Ordinarius berufen. Er trat sein Amt zum Sommersemester 1954 an. Ab Wintersemester 1954/55 wurde der Name in "Institut für Mineralogie" geändert. 13 Jahre befand sich das Institut in Berlin-Lichterfelde-West in der Holbeinstraße 48. Danach konnte 1967 ein geräumiger Neubau in Berlin-Dahlem in der Takustraße 8 bezogen werden. Inzwischen wurde K.R. Mehnert 1979 emeritiert. Seitdem werden die Belange der Petrologie am Institut für Mineralogie allein von seinem Schüler Wilhelm Büsch vertreten.

Auch K.R. Mehnert selbst hat vor allem Petrologie im klassischen Sinne betrieben. Sein spezielles Arbeitsgebiet ist die Genese der metamorphen Gesteine und der Granite. Besonders aufschlußreich sind seine diesbezüglichen Untersuchungen im Schwarzwald, in Skandinavien und in der Ivrea-Zone der westlichen Südalpen. Seine international anerkannten Forschungsergebnisse über die hochgradige Metamorphose und die granitische Magmenbildung fanden eine zwischenzeitliche Bilanz in seinem bekannten Buch "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks" (1968). Außerdem ist er Coautor in dem dreibändigen geologischen Standardwerk R. BRINKMANN'S "Lehrbuch der Allgemeinen Geologie" (1964-1972), in dem er die Kapitel "Metamorphose" und "Granitisation, Anatexis, Palingenese" schrieb.

In Würdigung ihrer Verdienste um die Geowissenschaften verlieh die Deutsche Geologische Gesellschaft anläßlich ihrer 119. Hauptversammlung in Berlin, die 1967 direkt im Anschluß an eine Geowissenschaftliche Tagung in Berlin stattfand, den beiden Wissenschaftlern Max Richter und Karl-Richard Mehnert die "Hans-Stille-Medaille".

Die Verdienste W.G. Kühnes liegen vor allem im Forschungsbereich "Übergang von Reptilien zu den Säugertieren". Außerdem hat sein ausgeprägter Instinkt für eine gezielte Prospektion und für die Entdeckung neuer Fundstellen sehr zum Fortschritt der Forschungen auf diesem Gebiet beigetragen.

Bei der Nachfolge Max Richters schien es geboten, den Lehrstuhl wiederum mit einem an der Geodynamik alpidischer Orogene arbeitenden Forscher zu besetzen. So erhielt Volker Jacobshagen (geb. 1931) 1969 den Ruf an die Freie Universität und trat zum Wintersemester des gleichen Jahres sein Amt als Institutsdirektor und Ordinarius an. Bis zu dieser Zeit hatte Max Richter selbst noch drei Semester lang nach seiner Emeritierung den vakanten Lehrstuhl vertreten.

V. Jacobshagen war mehrere Jahre im Beirat der Deutschen Geologischen Gesellschaft und von 1973 bis 1975 Vorsitzender.

5. DIE GEGENWÄRTIGE SITUATION DER FACHRICHTUNGEN GEOLOGIE, PALÄONTOLOGIE UND MINERALOGIE AN DER FREIEN- UND TECHNISCHEN UNIVERSITÄT⁺

Das "Gesetz über die Hochschulen des Landes Berlin" vom 16.7.1969 hatte die Aufhebung der bisherigen Uni= versitätsstruktur und die Einführung der sog. Gruppenuniversität zur Folge. Es brachte dadurch wesentliche organisatorische und personelle Veränderungen auch im Bereich der Geowissenschaften mit sich. Kernstück der organisatorischen Maßnahmen war die Auflösung der bisherigen Fakultäten in kleinere Fachbereiche, denen je= weils mehrere "Wissenschaftliche Einrichtungen" angehören. So wurde das bisherige Geologisch-Paläontologische Institut mit seinen drei Lehrstühlen ein Bestandteil des "Fachbereiches 24 Geowissenschaften". Aus den drei Lehrstühlen gingen drei "Wissenschaftliche Einrichtungen" hervor, die sich nun "Institut für Geologie" (WE 1), "Institut für Angewandte Geologie" (WE 2) und "Institut für Paläontologie" (WE 3) nennen. Weiter gehören zum FB 24 auch das "Institut für Geophysikalische Wissenschaften" (WE 4), das "Institut für Anthropogeographie, Angewandte Geographie und Kartographie" (WE 5), das "Institut für Physische Geographie" (WE 6) und das "Insti= tut für Meteorologie" (WE 7). Das "Institut für Mineralogie" gliederte sich dem "Fachbereich 21 Chemie" an, dem es als WE 4 angehört.

Im personellen Bereich trat vor allem eine erhebliche Erweiterung der Hochschullehrer-Stellen ein, die großenteils durch Ernennung bisheriger Dozenten sowie Wissenschaftlicher- und Akademischer (Ober)Räte zu Professoren und bisheriger a.o. Professoren zu o. Professoren erreicht wurde. Damit sind z.Zt. in der Geolo= gie-Paläontologie an der FUB 14 Professoren aktiv tätig, wozu noch zwei Emeriti in der Person von M. Richter (emer. 1968) und W.G. Kühne (emer. 1976) kommen. In der Mineralogie sind es derzeit drei Professoren und außerdem K.R. Mehnert als Emeritus (seit 1979).

An den einzelnen Instituten sind z.Zt. folgende beamtete Hochschullehrer tätig (in Klammern Forschungs= schwerpunkte):

WE 1 (FB 24):

Werner Gocht: Wirtschaftsgeologie und Erdölgeologie (Erkundung und Bewertung ausgewählter Erzlagerstätten, Analyse von Rohstoffmärkten, Internationale Rohstoffpolitik).

Konrad Görler: Geologie (Sedimentologie: Olisthostrome und Verknüpfung von Tektonik und Resedimentation in Südtalien, Evaporite auf den Kapverden, Strukturgeologie im NE-Iran).

Hillert Ibbeken: Geologie (Sedimentologie klastischer Sedimente, Tektonik und Sedimentation im Kreide-Tertiär- System des Nordapennin, desgl. rezent in Kalabrien; in der Meeresgeologie quantitative Morpho= logie sowie Sedimenttransport).

Volker Jacobshagen: Geologie und Paläontologie (Tektonische Analyse und Geodynamik alpidischer Orogene vor allem der Helleniden. Stratigraphie der mediterranen und der germanischen Trias).

Johannes Liedholz: Geologie (Stratigraphie und Faziesanalyse helvetischer und ultrahelvetischer Kreide-Tertiär Sedimente im Allgäu und in Vorarlberg. Stratigraphie, Sedimentation und Tektonik im marginalen penninischen Flysch der Nordalpen).

Klaus-Joachim Reutter: Geologie (Tektonik und Stratigraphie des Nordapennin, Strukturgeologie in den chilen. und bolivian. Anden, Geodynamik junger Orogene spez. des Mittelmeerraumes).

Wolfdietrich Skala: Mathematische Geologie (Mathemat. Methoden bei der Erkundung von Lagerstätten, mathemat. Modelle in Sedimentation und Tektonik).

WE 2 (FB 24)

Hanskarl Brühl: Angewandte Geologie (Grundwasser in Berlin, Gw-Diagenese, Tiefes Gw, Ausbreitung von Spaltpro= dukten in Grundwasserleitern).

⁺ Der Beitrag über die Technische Universität ist von Prof. Dr. H. Kallenbach, Institut für Geologie und Paläontologie der TUB, verfaßt, dem ich dafür meinen Dank ausspreche.

Klaus Germann: Angewandte Geologie (Angewandte Lagerstättenforschung vor allem im Bereich Nichtmetallischer Rohstoffe, Ingenieurgeologie und Archäometrie).

Franz K. List: Angewandte Geologie (Geolog. Interpretation von Luft- und Satellitenbildern, digitale Verarbeitung von multispektralen Bilddaten, Untersuchungen über die spektralen Reflexionseigenschaften natürlicher Gesteinsoberflächen; Anwendung derzeit im Sahararaum).

Hans-Jochen Schneider: Angewandte Geologie (Angewandte Lagerstättenforschung, Ermittlung geochemisch-para-genetischer Indikatoren als Hilfsmittel der Prospektion und Exploration von metallischen Rohstoffen. Entwicklung und Anwendung moderner Prospektionsmethoden.

WE 3 (FB 24):

Gundolf Ernst: Geologie und Paläontologie (Multistratigraph. Methoden; Paläontologie und Paläogeographie der Kreide von NW- und W-Europa, besonders Niedersachsen und N-Spanien. Geochronometrie mittels Sedimentationszyklen, Glaukoniten. Phylogenie von Echiniden und Cephalopoden der Kreide).

Siegfried Henkel: Paläontologie (Analyse nichtmariner mesozoischer Sedimentationsräume besonders auf der Iberischen Halbinsel. Paläontologische Grabungstechnik).

Bernard Krebs: Paläontologie (frühe Geschichte der Säugetiere mit dem Ziel, die Entwicklung der Säugetiere im Mesozoikum mit neuen und vollständigeren Dokumenten weiter zu verfolgen; dazu dienen Grabungen in der Oberjura-Kohle Portugals bei Leiria).

WE 4 (FB 21):

Wilhelm Büsch: Mineralogie (Petrologische und physikochemische Bedingungen der Magmenentstehung in der Erdkruste).

Walter Franke: Mineralogie (Einfluß von Bildungsbedingungen auf Tracht und Habitus hydrothermal gebildeter Minerale, besonders Feldspäte und Kalzit).

Alexander Willgallis: Mineralogie (Mineralchemie und Geochemie metallischer Rohstoffe. Spektroskopische Analytik).

Seit 1977 besitzen die Berliner Geowissenschaften im Westteil der Stadt ein eigenes Publikationsorgan in den "Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen". Es wird gemeinsam von den geowissenschaftlichen Instituten der Freien und der Technischen Universität und der Technischen Fachhochschule herausgegeben und ist in Reihe A: Geologie und Paläontologie, Reihe B: Geophysik und Reihe C: Kartographie gegliedert.

Von Anfang der 70er Jahre bis heute hat sich die Zahl der Geologie-Studenten von der Freien Universität auf nahezu 400 erhöht. Demgegenüber hat sich jedoch die räumliche Situation in keiner Weise verbessert. Dadurch ist die Anzahl der Arbeitsplätze für Diplomanden und Doktoranden absolut unzureichend. Noch mehr leidet darunter der Ausbau moderner, instrumenteller Untersuchungsmethoden.

Die Geowissenschaften an der Technischen Universität Berlin gehören mit Ausnahme der Bodenkunde dem Fachbereich 16 "Bergbau und Geowissenschaften" an. Entsprechend den Aufgaben einer Technischen Universität besteht zwischen den Geowissenschaften und den ingenieurwissenschaftlichen Disziplinen - vor allem mit den Fachrichtungen Grundbau, Wasserbau und Vermessungswesen sowie Bergbau - eine enge Kooperation. Nachfolgend werden die einzelnen Institute mit ihren beamteten Hochschullehrern und den Forschungsschwerpunkten aufgeführt.

Institut für Geologie und Paläontologie (WE 36 im FB 16)

Ausbildung von Diplomgeologen. Serviceleistungen für Bau- und Vermessungs- sowie Bergingenieuren.

Werner Barthel: Paläontologie (Paläontologie, Paläökologie und Stratigraphie im Ob. Jura und in der Unt. Kreide der Alpen, sowie im Jura und in der Kreide Agyptens. Aktuopaläontologie an Korallenriffen).

Axel von Hillebrandt: Paläontologie (Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Mediterrangebietes. Geologie und Paläontologie im Jura von Peru, Chile und Argentinien).

Heinrich Kallenbach: Geologie (Sedimentologie, Paläoklima und Paläoböden der Nubischen Folge von Nordafrika. Regionale Geologie im Harzvorland, in den Nördl.- und Süd. Kalkalpen und in W-Anatolien).

Eberhard Klitzsch: Angewandte Geologie (Hydro- und Photogeologie, Untersuchungen in paläozoischen Serien im Rhein, Schiefergebirge und in Portugal. Stratigraph. und Lagerstättenkundl. Forschungen in Nordafrika).

Jörg Stiefel: Geologie (Stratigraphie und Sedimentologie der Vorlandmolasse in Oberbayern. Tektonik im Präbetikum bei Alicante).

Werner Zeil: Geologie und Paläontologie (Regionale Geologie der Alpen und der Anden, insbesondere Tektonik, Magmatismus und Stratigraphie).

Institut für Mineralogie und Kristallographie (WE 37 im FB 16)

Ausbildung von Diplommineralogen. Serviceleistungen für Bau- und Bergingenieure sowie Chemiker.

Klaus Langer: Mineralogie (Synthese, Stabilität und physikalische Eigenschaften von Silikatmineralen).

Christel Tennyson: Mineralogie (Strukturelle Klassifikation und Systematik der Mineralien. Mineralparagenese).

Peter-Jürg Hebel: Mineralogie (Probleme der Platznahme saurer magmatischer Körper).

Kurt Weber: Kristallographie (Kristallsynthesen und Strukturbau. Röntgenspektralanalytik).

Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung (WE 38 im FB 16)

Ausbildung von Diplomgeophysikern. Vertiefungsrichtung Lagerstättenkunde und Petrologie für Geologen und Bergingenieure.

Hinweis: Die Fachrichtung Angewandte Geophysik wird hierbei nicht berücksichtigt.

Ludwig Hertel: Lagerstättenkunde (Angewandte Lagerstättenforschung unter bes. Berücksichtigung geochemischer und genetischer Vorgänge vor allem Baryt, Fe-Erze, sulfid. Lagerstätten).

Karl-Heinz Jacob: Lagerstättenkunde (Angew. Lagerstättenforschung unter bes. Berücksichtigung bergtechnischer und wirtschaftlicher Aspekte insbes. bei Flußspat, Pb-Zn-Ti-U-Vorkommen).

Giulio Morteani: Petrologie (Geochemie und gefügekundliche Untersuchungen von gesteins- und lagerstättenbildenden Mineralparagenesen).

Institut für Ökologie, Fachgebiet Bodenkunde (WE 33 im FB 14, Landschaftsentwicklung).

Ausbildung von Diplomingenieuren (Agrarwissenschaften, Gartenbau, Landschaftsplanung)

Hans-Peter Blume: Bodenkunde (Böden in Ballungsgebieten und ariden Bereichen).

6. LITERATURVERZEICHNIS

- ANDREE, K. (1950): Aus der Geschichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft.- Z. deutsch. geol. Ges., 1948, 100, Hannover
- BECKER, J. (1949): Von der Bauakademie zur Technischen Universität.- 150 Jahre Technisches Unterrichtswesen in Berlin.- Berlin
- BERINGER, C.Ch. (1954): Geschichte der Geologie und des Geologischen Weltbildes.- (Enke Verlag), Stuttgart
- BEYRICH, Heinrich-Ernst (1897): Nachruf.- Jb. kgl. Preuß. geol. L.A. und Bergakademie zu Berlin 1896, 17, Berlin
- BRINKMANN, R. (1946): Leopold von Buch.- Z. deutsch. geol. Ges. 98, 1946, Berlin
- DABER, R. (1961): Bemerkungen zur Geschichte der Geologie von Berlin.- Ber. geol. Ges. DDR 1960, 5, Berlin
- DAHLGRON, F. (1936): (Ed.).- Festschrift zum 60. Geburtstag (am 8. Oktober 1936) von Hans Stille.- (Enke Verlag), Stuttgart
- DIETRICH, W.O. (1961): Geschichte der Sammlungen des Geologisch-Paläontologischen Institutes und Museums der Humboldt-Universität zu Berlin.- Ber. geol. Ges. DDR, 5, 1960, Berlin
- FRIEDENSBURG, F. und PILGER, A. (Eds) (1969): Geowissenschaftliche Tagung Berlin 1967, Ansprachen, Vorträge und Diskussionen.- Beih. geol. Jb. 80, Hannover

- HARNACK, A. von (1910): Leibniz und Wilhelm von Humboldt als Begründer der Wissenschaften.- Sitz. Ber. Preuß. Akad. Wiss., Berlin
- HAUCHECORNE, W. (1881): Die Gründung und Organisation der Königlichen Geologischen Landesanstalt für den Preußischen Staat.- Jb. kgl. geol. L.A. und Bergakad. für 1880, Berlin
- HERMANN, A. (1928): Hundert Jahre Gesellschaft für Erdkunde.- In: Unser Berlin.- Berlin
- HUMMEL, K. (1925): Geschichte der Geologie.- Sammlung Göschen, Verlag W. d. Gruyter & Co., Berlin und Leipzig
- KRUSCH, P. (1904): Die Geschichte der Bergakademie zu Berlin von ihrer Gründung im Jahre 1770 bis zur Neueinrichtung im Jahre 1860.- Jb. preuß. geol. L.A. und Bergakademie, Berlin
- LENZ, M. (1918): Geschichte der königlichen Friedrich-Wilhelm-Universität zu Berlin.- 1 Bd., Halle 1910, 2 Bd., 1. Hälfte Halle 1910, 2. Bd., 2. Hälfte 1918
- LEUTWEIN, F. (1954): (Ed.) Festschrift Walther Gothan zu seinem 75. Geburtstag 26. August 1954, Geologie, Jg. 3, H. 5, Berlin
- " (1958): (Ed.) Gedenkschrift Serge von Bubnoff zu seinem 70. Geburtstag am 15. Juli 1958, Geologie, Jg. 7, H. 3-6, Berlin
- LOESCHKE, J. und NEUGEBAUER, J. (Eds.) (1979): Festschrift Reinhard Schönenberg zum 65. Geburtstag am 24.2. 1979, Clausthaler Geol. Abh. 30
- LOTZE, F. (1956): (Ed.) Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille.- Als Festschrift zur Vollendung seines 80. Lebensjahres, Stuttgart
- PILGER, A. (1967): Zur Geschichte der Geowissenschaften in Berlin.- In: Katalog zur Ausstellung anlässlich der Geowissenschaftlichen Tagung Berlin 1967, Verlag Ellen Pilger, Clausthal-Zellerfeld
- SCHMIDT-THOME, P. und SCHÖNENBERG, R. (1965): (Eds.) Festschrift Max Richter zum 65. Geburtstag am 8. März 1965, Clausthal-Zellerfeld
- SCHULZE, H.-P. (1974): Nachruf auf Walter R. Gross.- Paläont. Z., 48, Nr. 3-4
- STRUNZ, H. (1970): Von der Bergakademie Berlin zur Technischen Universität Berlin 1770-1970, Herausgeber: Förderer der Berliner Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen e.V. Berlin, Berlin
- TRÜGER, W.E. (1950): Die Petrographie in Deutschland während der letzten hundert Jahre.- Z. dtsch. geol. Ges., 100, 1948, Hannover
- UDLUFT, H. et al. (1968): Die Preußische Geologische Landesanstalt 1873-1939, Beih. geol. Jb. 78, Hannover
- ZITTEL, K.A. von (1899): Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts.- Geschichte der Wissenschaften in Deutschland, Neuere Zeit, 23 Bd., München und Leipzig

KRUSTENSTRUKTUR DER ALPEN

Ein Überblick verbunden mit einigen tektonischen Betrachtungen

von

P. GIESE *

ZUSAMMENFASSUNG

Die Krustenstruktur der Alpen wird seit dreißig Jahren mit Hilfe refraktionsseismischer Messungen untersucht. Der Umfang des heute vorliegenden Materials erlaubt bereits Detailstudien für tektonische Fragestellungen. Zur Ergänzung der Beschreibung wird auch kurz auf die Krustenstrukturen der Westkarpaten und des Nordapennin eingegangen.

Auf Grund umfangreicher refraktionsseismischer Messungen in verschiedenen Orogenen kann davon ausgegangen werden, daß die gesamte Erdkruste, einschließlich Teilen des oberen Mantels, mit in die Überschiebungstektonik einbezogen wird. Es kommt daher zu Überschiebungen der Kruste/Mantel-Grenze und somit zu Krustenverdopplungen.

Karpaten, Alpen und auch der Nordapennin zeigen eine asymmetrische Krustenstruktur. In den Karpaten und den Alpen sind das Hinterland und anschließende Bereiche auf das Vorland aufgeschoben worden (synthetischer Kollisionstyp). Die spezielle Krustenstruktur wird durch die Mächtigkeit der auflagernden Einheiten bestimmt. Der Übergang von den Karpaten in die Ostalpen kann durch Reduzierung der Mächtigkeit des Austroalpins von E nach W verständlich gemacht werden. Die Kruste ist wahrscheinlich aus zwei Komplexen zusammengesetzt, die sich von E nach W gegenseitig ablösen.

Der Nordapennin ist durch eine antithetische Kollisionsstruktur gekennzeichnet. Hier hat der Block des Corso-Sardischen Hinterlandes das Vorland unterfahren, und es kam somit zu einer Aufwölbung der Adria-Platte.

ABSTRACT

For thirty years the crustal structure of the Alps has been studied by refraction seismics. Today a large amount of data is available which allows detailed considerations in respect to tectonic problems. The report is completed by a brief review on the crustal structure of the Western Carpathians and Northern Apennines.

Intensive seismic studies in Mediterranean orogenes revealed that at many places, the entire crust and even the uppermost mantle are involved in the thrusting tectonics. By such processes the crust/mantle boundary can overlap and cause crustal doubling.

Carpathians, Alps, and the Northern Apennines show an asymmetric crustal structure. In the Carpathians and the Alps the backland and bordering internal units are moved onto the foreland, forming a synthetic collisional structure. The special crustal structure is determined by the varying thickness of the upper units. The transition from the Western Carpathians into the Eastern Alps is characterized by a reduction of thickness of the Austroalpine units from E to W. The crust of the Southern Alps is explained as composed of two crustal complexes, replacing one another from E to W.

The Northern Apennines show an antithetic collisional structure. Here the block of the Corso-Sardinian backland has uplifted the margin of the Adria plate.

* Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Peter Giese, Institut für Geophysikalische Wissenschaften der FU Berlin, 1000 Berlin 33, Rheinbabenallee 49

RESUME

La structure de la croûte terrestre des Alpes a été examinée depuis trente ans à l'aide de mesures sismiques de réfraction. Le volume de matériel actuel permet déjà des études détaillées concernant des problèmes tectoniques. Afin de compléter la description, les structures de la croûte des Karpates occidentales et de l'Apennin septentrional sont présentées.

En raison de nombreuses mesures sismiques de réfraction au sein de différents orogènes, on peut considérer, que la totalité de la croûte avec des parties du manteau supérieur sont impliquées dans la tectonique de charriage. Il en résulte des chevauchements de la limite croûte/manteau, provoquant des redoublements de la croûte.

Les Karpates, les Alpes et aussi l'Apennin septentrional sont caractérisés par une structure asymétrique de la croûte. Dans les Karpates et les Alpes l'arrière-pays ainsi que des zones suivantes ont été charriés sur l'avant-pays (type de collision synthétique). La structure spéciale de la croûte est déterminée par la puissance des unités qui la chevauchent. La transition entre les Karpates et les Alpes orientales se laisse expliquer de manière compréhensible par une réduction de puissance du complexe austroalpin d'est en ouest. La croûte se compose vraisemblablement de deux complexes, qui se relayent dans le même sens.

L'Apennin septentrional est caractérisée par une structure de collision antithétique. A ce niveau le bloc de l'arrière-pays sardo-corse s'est enfoncé sous l'avant-pays, ce qui provoqua le bombement de la plaque adriatique.

1. EINLEITUNG

In der vor fünfzehn Jahren zum 65. Geburtstag erschienenen Max Richter-Festschrift hatte der Autor einen Überblick über die Ergebnisse seismischer Messungen zur Erforschung der Erdkruste in den Alpen gegeben und einige damit zusammenhängende Probleme diskutiert (GIESE 1965). Damals lagen Daten einer knapp fünfzehnjährigen Meßzeit vor. Inzwischen sind weitere fünfzehn Jahre vergangen, und die heute vorhandene Datenmenge ist beträchtlich, so daß man die Alpen als das krustenseismisch am besten erforschte Orogen ansehen kann. Während 1965 nur die groben Umrisse der Krustenstruktur bekannt waren, liegen heute zahlreiche Detailkenntnisse vor. In der Bitte, einen Beitrag zur Festschrift anlässlich des achtzigjährigen Geburtstags von Max Richter zu liefern, sieht der Autor eine willkommene Gelegenheit, einen kurzen Überblick über den gegenwärtigen Stand der Kenntnisse und Erkenntnisse auf diesem Gebiet zu geben. Es ist unmöglich, auf alle Einzelheiten einzugehen, daher sollen nur die wesentlichen Phänomene und ihre Beziehungen zur Tektonik beschrieben werden. Detailangaben finden sich bei ALPINE EXPLOSION GROUP (1976), GIESE und PRODEHL (1976), MILLER et al. (1977) und ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP et al (1978).

Eine tektonische Deutung der mit Hilfe seismischer Messungen gefundenen Krustenstrukturen muß auf der Basis einer Modellvorstellung erfolgen. In den letzten 10 Jahren hat sich durch die Entwicklung des Konzepts der Plattentektonik eine Revolution in der Geotektonik vollzogen. Es wird zu prüfen sein, in wie weit die plattentektonischen Modelle mit der Krustenstruktur der Alpen vereinbar sind.

Im ersten Abschnitt wird ein kurzer Überblick über die zwischen 1965 und 1980 gemessenen Profile gegeben werden. Der zweite Abschnitt behandelt einige grundsätzliche Probleme. Im dritten Teil, dem Hauptabschnitt, wird die Krustenstruktur der Alpen mit Ausblick in die Karpaten und den Apennin erläutert. Im letzten Teil wird eine geologische Interpretation der Ergebnisse versucht.

2. SEISMISCHE MESSPROGRAMME 1965 - 1980

Bereits 1965 waren die Alpen durch ein weitmaschiges Netz refraktionsseismischer Profile überdeckt. In der Folgezeit wurde dieses Netz verdichtet und auch weiter nach Osten bis an den Rand des Pannonischen Beckens ausgedehnt. Die meisten Messungen wurden - wie bereits früher - in internationaler Zusammenarbeit durchgeführt und auch ausgewertet.

In den Westalpen wurde 1966 eine große Meßkampagne ausgeführt, die sich auf eine Sprengserie im Lac Nègre, Massif Mercantour, stützte. In der ersten Hälfte der siebziger Jahre war die Aktivität der verschiedenen Arbeitsgruppen auf Regionen außerhalb der Alpen konzentriert. Erst 1975 fand das nächste große Experiment in den Alpen statt. Eine Reihe grundsätzlicher Fragen, wie die Existenz von Zonen geringer Geschwindigkeit, die Art des Ober-

gangs zwischen Kruste und Mantel und die Struktur des oberen Mantels selbst waren nach wie vor offen. Schließlich wurde die Frage nach den Relikten fossiler Subduktionszonen gestellt. Daher wurde mit speziell gewählten Schußpunkten ein Profil längs der Achse der Alpen beobachtet, das sich von Chambéry im Westen bis in die Ungarische Tiefebene im Osten erstreckte. Aus Frankreich, Deutschland, Großbritannien, Italien, Österreich, der Schweiz und Ungarn nahmen insgesamt 176 Meßstationen an dem Experiment teil (ALPINE EXPLOSION GROUP 1976).

In den Südalpen wurde 1977 ein Parallelprofil zwischen dem Lago Maggiore und Friaul beobachtet. Eine Verbindung beider Profile bildet ein 1978 vermessenes Profil zwischen Grado (Adria), Lienz (Drau) und Eschenlohe (bei Murnau am Alpenvorrang). Von Lienz aus wurden je ein W- und E- Profil parallel zur Periadriatischen Linie beobachtet.

Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes "Geodynamik des mediterranen Raumes" wurde mit einer Reihe von kürzeren Profilen speziell die Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen zwischen Garmisch-Partenkirchen und Salzburg untersucht (WILL et al. 1978).

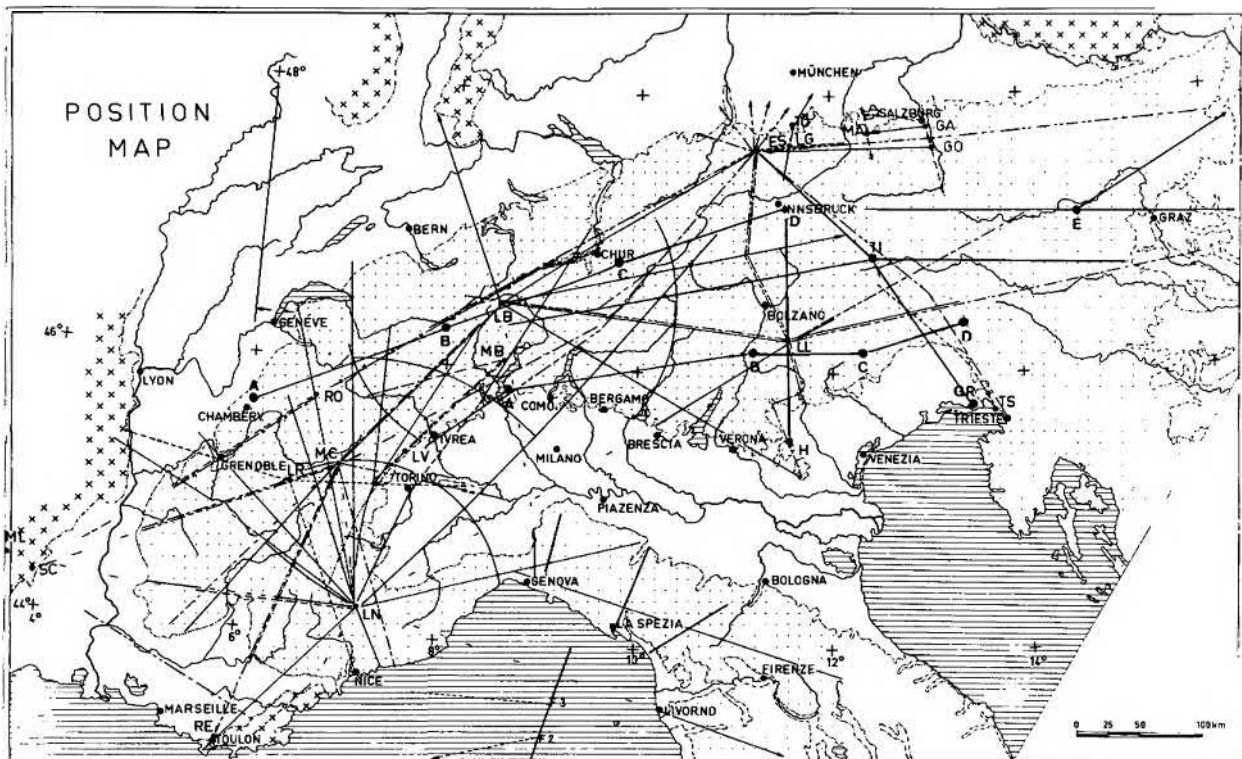


Fig. 1: Lageplan der refraktionsseismischen Profile in den Alpen und im Nordapennin, Stand Ende 1979

3. EINIGE BEMERKUNGEN ZUR INTERPRETATION KRUSTENSEISMISCHER DATEN

Jede quantitative Interpretation von Meßdaten benutzt Formeln, die sich aus physikalischen Modellen ableiten. Das Ergebnis kann nicht mehr enthalten, als das Modell selbst vorgibt. Erst Widersprüche in den Ergebnissen lassen Zweifel an der Richtigkeit des verwendeten Modells aufkommen. In dem Überblick vor 15 Jahren (GIESE 1965) wurden ausführlich die beiden sehr unterschiedlichen Krustenmodelle der Ivrea Zone beschrieben. Dieser Widerspruch löste sich erst, als vom Modell her die Möglichkeit des Auftretens von Zonen geringer Geschwindigkeit in Betracht gezogen wurde (GIESE 1968). Auf der Basis erweiterter Modellmöglichkeiten - Zonen geringer Geschwindigkeit und auch Diskontinuitäten mit graduellen Übergängen - erarbeiteten CHOUDHURY et al (1971) das erste homogene Krustenmodell für die Alpen, das in seinen Grundzügen auch heute noch gültig ist.

Ein immer wieder diskutiertes Problem stellen die intrakrustalen Diskontinuitäten dar. Es gibt zahlreiche Profile, in denen ihre Existenz unzweifelhaft ist, ebenso lassen sich andere Beispiele anführen, in denen keine Andeutung einer Zwischendiskontinuität in den Beobachtungen zu erkennen ist. Die sehr umfangreichen Messungen in einer Reihe von mediterranen Orogenen haben Licht in das Verhalten der Kruste/Mantel Grenze und auch der Zwischen-Diskontinuitäten gebracht. Während der einengenden Bewegungen der Orogenese, insbesondere aber in der letzten Phase der Kollision kontinentaler Krusten, wird die gesamte Kruste in die Tektonik mit einbezogen. Gerade die Plattentektonik fordert bis tief in den oberen Mantel hinabreichende Bewegungsbahnen.

Oberschiebungen der Kruste/Mantel Grenze und damit Krustenverdoppelungen müssen als mögliche Strukturen mit in die Interpretation aufgenommen werden (GIESE und PAVLENKOVA 1974). Daraus folgt, daß die Kruste/Mantel Grenze gerade in jungen Orogenen mit starker Einengung plötzlich abbrechen, bzw. neu beginnen kann. Eine kontinuierlich durchlaufende Kruste/Mantel Grenze, unberührt von tektonischen Prozessen, muß nicht überall existieren:

Bei sehr flachen krustalen Oberschiebungen ist es denkbar, daß die Kruste/Mantel Grenze der oberen Einheit als intrakrustale Diskontinuität angesehen wird (Fig. 2).

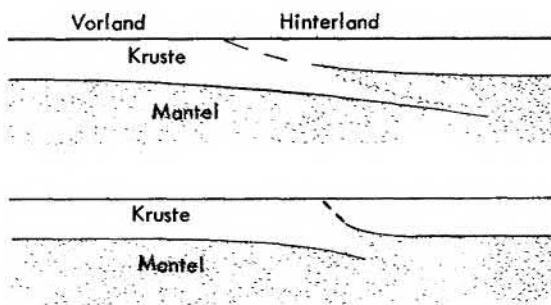


Fig. 2 : oberes Bild: Durch eine flache Krustenüberschiebung kann es zu einer Krustenverdopplung kommen. Die flache Kruste/Mantel Grenze wird dann im Überschiebungsbereich zu einer intrakrustalen Diskontinuität.
unteres Bild:
Wenn die Aufschiebungsfläche steiler einfällt, ist die Überschiebung nur gering und seismisch kaum nachweisbar

Berücksichtigt man diese Erweiterungsmöglichkeiten, so ergeben sich für die Alpen Krustenstrukturen, die Beziehungen zur Oberflächengeologie erkennen lassen. In den älteren Publikationen über die Krustenstruktur der Alpen wurde wiederholt versucht, Zusammenhänge zwischen Oberflächengeologie und tieferen Strukturen zu finden, doch die Ergebnisse waren nie recht überzeugend und zufriedenstellend. Erinnerung sei hier an das Paradoxon,

daß die Südalpen in der Gegend von Bozen eine größere Krustendicke (55 - 60 km) zeigen als die Zentralalpen im Tauernfenster (45 - 50 km).

Die folgende Beschreibung wird sich in erster Linie auf das Verhalten der Kruste/Mantel Grenze stützen. Es wird aber darauf zu achten sein, in welchen Regionen intrakrustale Diskontinuitäten auftreten und wie diese sich in die Gesamtstruktur einordnen. Die Alpen sind kein isoliertes Gebirge, sie setzen sich nach E in die Karpaten fort, während sich im S der Nordapennin anschließt. Diese beiden Gebirgszüge werden daher mit in die Beschreibung einbezogen.

4. KRUSTENSTRUKTUREN

4.1 Westkarpaten

Die Beschreibung beginnt mit den Westkarpaten, da gerade hier die Krustenstruktur relativ einfach ist und eine enge Beziehung zur tektonischen Gliederung der Karpaten erkennen läßt. Die Westkarpaten gliedern sich in zwei Zonen von ganz unterschiedlicher Zusammensetzung und Entwicklung. Die Inneren Karpaten sind oberkreuz-

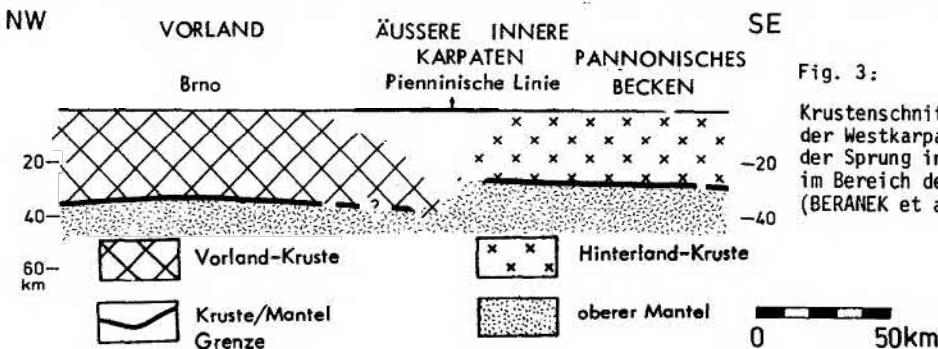
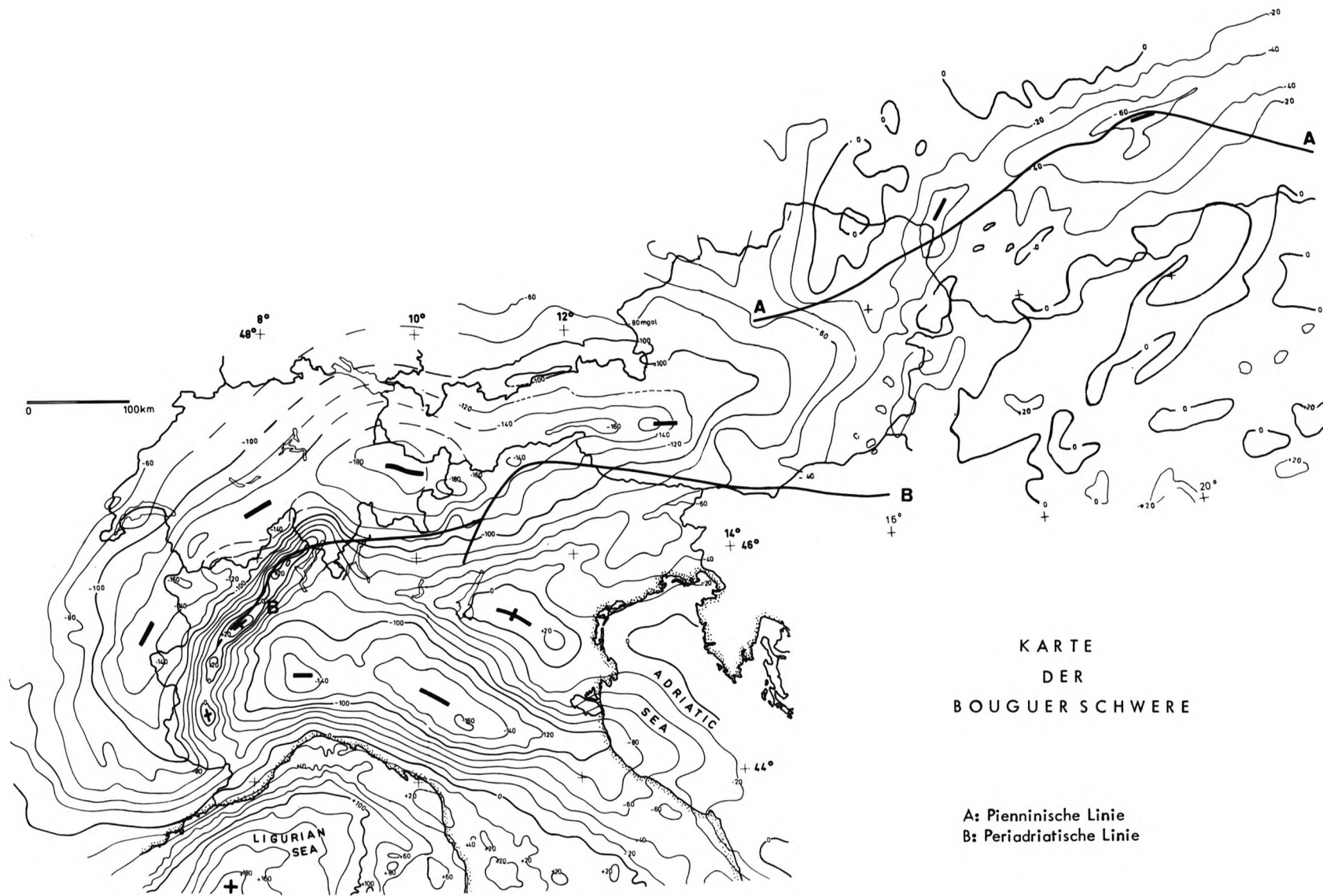


Fig. 3:
Krustenschnitt durch den Westteil der Westkarpaten. Charakteristisch ist der Sprung in der Krustenmächtigkeit im Bereich der Pienninischen Linie (BERÁNEK et al 1972)



KARTE
DER
BOUGUER SCHWERE

A: Pienninische Linie
B: Periodriatische Linie

tazischen, während die Äußeren Karpaten jungtertiären Alters sind. Die Pienninische Zone, die sich von den Ostkarpaten durch die Westkarpaten bis in die Ostalpen hinzieht, trennt diese beiden tektonischen Zonen.

Im Rahmen intensiver seismischer Messungen in Südost-Europa wurden auch einige die Westkarpaten querende Profile beobachtet (BERANER et al 1972). Allen Profilen ist gemeinsam, daß die Krustenmächtigkeit in den Äußeren Karpaten etwa 40-45 km beträgt, während in den Inneren Karpaten nur 25-30 km gemessen wurden (Fig. 3).

Der Sprung in der Mächtigkeit ist an die Pienninische Naht gebunden. Die Kruste der Inneren Karpaten setzt sich etwa mit der gleichen Mächtigkeit in das Pannonische Becken fort.

Diese enge Korrelation zwischen Oberflächengeologie und Krustenstruktur legt folgende genetische Interpretation der Karpaten nahe. Die Inneren Karpaten sind einschließlich des Pannonischen Hinterlandes blockartig auf das europäische Vorland aufgeschoben worden, wobei es an der Front zu Steilstellungen und zu mehr oder minder weitreichenden Abscherungen und Überschiebungen sedimentärer Einheiten kam. Ob die Kruste/Mantel Grenze des europäischen Vorlandes noch unter die Inneren Karpaten zieht, läßt sich aus den seismischen Registrierungen nicht erkennen, da die seismischen Profile z. T. zu kurz sind.

4.2 Ostalpen

Der Donaudurchbruch bei Wien wird als die Grenze zwischen Karpaten und Alpen angesehen. Doch die Krustenstruktur der Westkarpaten scheint sich noch etwas in den östlichen Teil der Ostalpen fortzusetzen, wie die Karte der Bouguer-Anomalien zeigt (Fig.4). Die Achse des Schwereminimums, das in den Westkarpaten in der äußeren Zone liegt, zieht über am Rande des Grazer Beckens entlang in die Niederen und Hohen Tauern, d.h. in die Zentralzone der Alpen. hinein. Die großtektonische Zonen - gliederung dagegen nimmt einen anderen Verlauf. Die Inneren Karpaten setzen sich in die Austroalpinen Einheiten der Ostalpen fort und queren somit die Linien gleicher Schwere. Innerhalb der Zone der Inneren Karpaten und des Austroalpins der Ostalpen muß sich trotz der geologischen Korrelation die Krustenstruktur grundlegend ändern.

Die Pienninische Zone verliert in den Ostalpen rasch ihre Bedeutung. Dafür übernimmt die Periadriatische Linie als Grenze zwischen Zentralalpen und Südalpen die Funktion einer Trennungsnah. Damit wird ein weiteres Problem aufgeworfen, nämlich die Frage, welche Rolle spielt diese wichtige tektonische Linie bezüglich des Krustenbaus. Ein Blick auf die Schwerekarte zeigt, daß ihre Position keine Beziehungen zum Verlauf der Linien gleicher Schwere erkennen läßt.

Die Krustenstruktur der Ostalpen stützt sich im wesentlichen auf folgende Profile:

1. Alpenlängsprofil (ALPINE EXPLOSION GROUP 1976, ARIC et al. 1979)
2. Profile Eschenlohe-Lagorai (GIESE et al. 1978) und Innsbruck-Vicenza (POLIZZI 1976)
3. Profil Lago Bianco-Lago Lagorai-Friaul (GIESE et al. 1975)
4. Südalpenlängsprofil (ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP et al. 1978)
5. Profil Eschenlohe-Lienz-Grado (MILLER et al. 1977, NICOLICH, pers. Mitteilung).

Das klassische Alpenquerprofil Murnau-Innsbruck-Bozen-Vicenza zeigt die prinzipielle Struktur der Ostalpen. Es stützt sich auf die Daten der unter 1 bis 4 aufgeführten Profile.

Am Alpennordrand liegt die Kruste/Mantel Grenze in 40 km Tiefe. In Richtung auf die Alpen fällt diese Grenze kontinuierlich ein und erreicht südlich der Periadriatischen Linie bei Bozen eine maximale Tiefe von 55-60 km (Fig. 5).

Am Südalpenrand zwischen Verona und Trento ist die Erdkruste etwa 30 km mächtig (POLIZZI 1976). Es erhebt sich die Frage, wie sich diese südalpine Kruste/Mantel Grenze nach Norden fortsetzt. Gibt es eine direkte Verbindung mit der oben erwähnten tiefen Kruste/Mantel Grenze, oder liegt eine kompliziertere Struktur vor?

Die Profile Lago Lagorai-N und -H (BEHNKE et al 1968) und die Profile nach W und E vom Schußpunkt B (ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP et al. 1978) zeigen eine Reflexion von einer Diskontinuität in 20-25 km. An dieser Grenzfläche nimmt die Geschwindigkeit von 6,2 auf etwa 7,0 km/s zu. Unter dieser Grenze nimmt die Geschwindigkeit wieder auf durchschnittlich 6,4 km/s ab. Diese flache Diskontinuität wird jetzt als zur Basis der Kruste des Südalpen-Blockes gehörend gedeutet (Fig. 5) (GIESE et al. 1978).

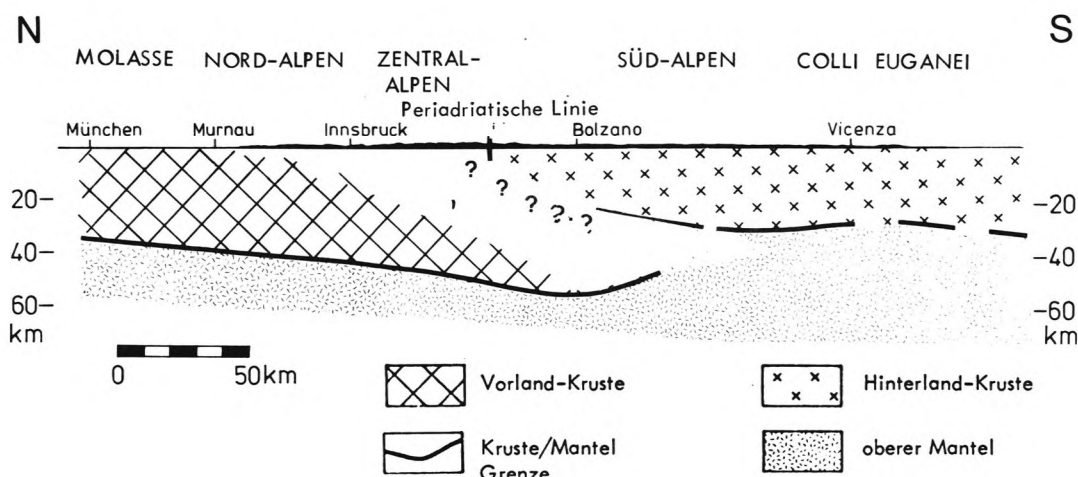


Fig. 5: Ostalpen-Querprofil
 Der mit Fragezeichen versehene Bereich könnte noch zur unteren Südalpen-Kruste gehören. Innerhalb des Bereiches ohne Signaturen müssen die penninischen Serien und der Zentralgneis liegen

Diese Interpretation der seismischen Daten sieht die Kruste der Südalpen nach Norden keilförmig dünner werden. Einmal reduziert sich die Oberkruste einschließlich des sedimentären Deckgebirges, zum anderen verliert die Kruste auch an ihrer Unterseite Anteile. Die große Krustendicke von 55-60 km bei Bozen wird so tektonisch durch Krustenverdopplung gedeutet. Die obere Kruste gehört zum Südalpen-Block der Adria-Platte, der untere Teil der verdoppelten Kruste baut sich vermutlich aus kontinentalen Fragmenten des austroalpinen Randbereiches und/oder intrageosynklinalen Rücken, z. B. der Briançonnais-Zone auf. Es sei betont, daß diese Interpretation nicht unumstritten ist. Doch hat sie den Vorzug, einige geologische Probleme zu lösen. So ist es z. B. schwer verständlich, wie sich auf einer 45 km mächtigen Kruste eine mächtige Karbonatplattform bilden kann, da eine derart mächtige Kruste stets aus dem Wasser herausragt.

In Fig. 5 ist die Kruste/Mantel Grenze vom europäischen Vorland her kontinuierlich nach S einfallend gezeichnet worden. Ob aber der ehemalige Kontinentalrand Europas tatsächlich bis unter die heutigen Südalpen reicht, ist offen. Es ist denkbar, daß Kontinentalfragmente im Zuge des Kollisionsprozesses dem europäischen Block angeschweißt wurden.

Die Zentralalpen selbst zeigen eine recht komplizierte interne Krustenstruktur. Auch hier sind in relativ flache Tiefen (d. h. bis etwa 15-20 km) Partien höherer Geschwindigkeit (bis etwa 7 km/s) eingelagert, ohne daß es im Augenblick möglich ist, hier eine gesicherte tektonische Interpretation zu geben. Eine breitere Zone geringer Geschwindigkeit findet sich unter den Zentralalpen zwischen 20 bis 40 km Tiefe. Bereits Temperaturen zwischen 400-600°C können diese Abnahme erklären. Die Annahme partieller Aufschmelzung ist nicht unbedingt erforderlich. Im Bereich des Tauernfensters ist keine anomale Krustenstruktur zu erkennen.

Von besonderem Interesse ist die Krustenstruktur im Übergangsbereich von den Zentralalpen zum Grazer Becken und damit zum Pannonikum. Das Grazer Becken zeigt eine Krustenmächtigkeit von etwa 30 km (ARIC et al. 1978). Die tiefe Kruste/Mantel Grenze der Zentralalpen reicht wenigstens bis 50 km W von Graz. Zwei Möglichkeiten sind denkbar, wie sich der Übergang von der dünnen zur dicken Kruste vollziehen kann:

1. Beide Grenzen werden direkt miteinander verbunden (ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP 1976).
 In diesem Falle werden zwei Grenzen miteinander verbunden, die tektonisch verschiedenen Bereichen angehören, nämlich dem europäischen Vorland und dem pannonischen Hinterland.
2. Die beiden Grenzen werden nicht miteinander verbunden, sondern sie überlappen sich. Diese Lösung ist wahrscheinlicher, da sie die unter 1) beschriebene Schwierigkeit vermeidet. Diese Deutung wird durch die Beobachtung gestützt, daß auf dem Alpenlängsprofil vom Schußpunkt F (Ungarn) nach W eine sehr späte Reflexion auftritt (ARIC et al. 1978), die von einer Diskontinuität in etwa 50 km Tiefe unter dem Grazer Becken herrührt. Diese Diskontinuität könnte mit der tiefen Kruste/Mantel Grenze der Zentralalpen korreliert werden, doch wären weitere Messungen erforderlich, um die Hypothese zu erhärten.

Akzeptiert man die zweite Möglichkeit und geht man von dem Modell einer von E nach W auskeilenden panno-nisch-austroalpinen Kruste aus, so wird sowohl der Übergang von den Inneren Karpaten und dem Pannonikum zum Austroalpin der Zentralalpen verständlich, als auch das gravimetrische Bild mit dem Wechsel des Minimums von der Außenzone der Karpaten in die zentrale Zone der Ostalpen.

Die Karte der Bouguerschwere zeigt in der NE-Ecke Italiens im Raum von Tolmezzo ein relatives Schweremini-mum. Die gesamte Krustenmächtigkeit beträgt hier 45 km (ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP et al. 1978, NICO-LICH pers. Mitteilung).

Doch auch in diesem Gebiet ist die Merkwürdigkeit zu beobachten, daß in 10-15 km Tiefe Geschwindigkeiten zwischen 6,5 und 7,0 km/s auftreten. Da auch für diese Region aus geologischen Überlegungen das Modell der Krustenverdopplung anwendbar ist, wäre eine starke Mächtigkeitsreduktion der südalpinen Kruste im Raum Tolmez-zo zu postulieren. Der untere Teil mit einer prägnanten Kruste/Mantel Grenze könnte als Rest der austroalpinen Kruste interpretiert werden (Fig. 6).

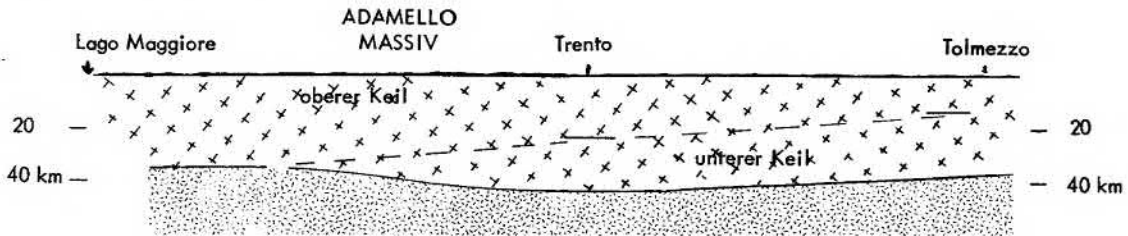


Fig. 6: Das Profil zeigt einen Längsschnitt durch die Südalpen zwischen dem Lago Maggiore und Tolmezzo im NE-Italien. Die Trennungslinie soll die Hypothese einer zweige-teilten Südalpen-Kruste andeuten. Diese Zweiteilung ist durch starke Reflexions-ansätze belegt

4.3 Westalpen

Ost- und Westalpen weisen grundlegende Unterschiede in Zusammensetzung, Struktur und Entwicklung auf. In den Ostalpen ist das Austroalpin die beherrschende Einheit, in den Westalpen ist es das Penninikum. Der Außen-bogen der Westalpen ist durch externe Kristallinmassive charakterisiert, diese fehlen - zumindest oberflächlich - in den Ostalpen. Auch die Krustenstruktur ändert sich von E nach W. Die Achsen des Schweremaximums und-Mini-mums nähern sich von über 200 km im Osten auf etwa 60 km in den Westalpen. Die Periadriatische Linie verlagert sich aus dem Minimum im E auf das Maximum (Ivrea Zone) im W.

Anhand zweier Profile sollen die wesentlichen Merkmale der Krustenstruktur der Westalpen erläutert werden. Das erste Profil beginnt am Bodensee und läuft über Chur nach Bergamo am Südalpenrand, es folgt etwa der Grenze zwischen Ost- und Westalpen (Fig. 7).

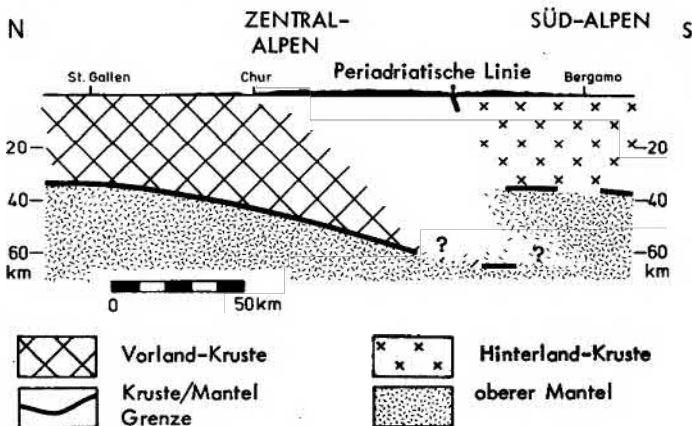


Fig. 7:

Krustenschnitt durch die Westalpen zwi-schen Chur und Bergamo. Hier tritt die Kruste/Mantel Grenze bis an die Peri-adriatische Naht heran. Die Zordnung des tiefen Reflexionshorizontes zur Kruste/Mantel Grenze des Vorlandes ist hypothetisch

Am Alpennordrand beträgt die Krustenmächtigkeit etwa 35 km. Sie nimmt nach S kontinuierlich zu und erreicht unmittelbar nördlich der Periadriatischen Linie 55-65 km (GIESE et al. 1976, MÖLLER et al. 1977).

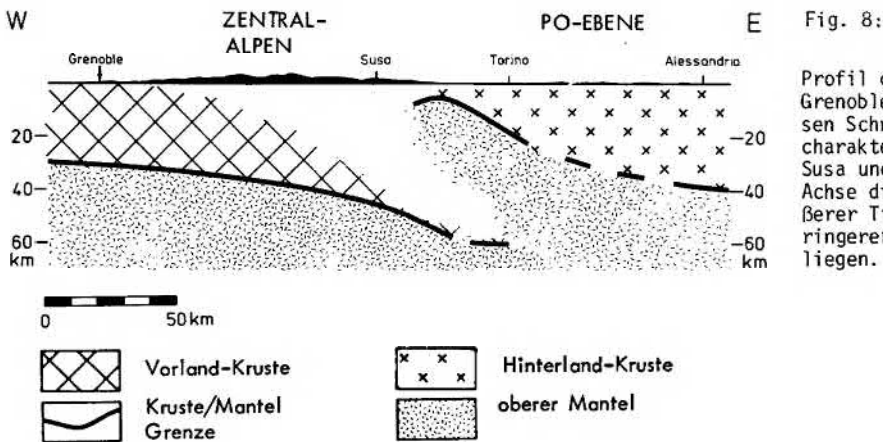
Südlich dieser Linie reduziert sich die Krustenmächtigkeit auf 35 km (ANSORGE et al. 1978b). Im Gegensatz zu den Ostalpen ist hier der Mächtigkeitssprung an die Periadriatische Linie gebunden. Es erhebt sich die Frage, ob auch hier in den Südalpen Anzeichen für eine tiefere Diskontinuität vorhanden sind, die auf eine Überschiebung des Südalpen-Blockes auf vorgelagerte Bereiche hinweisen würde.

Auf dem Südalpenlängsprofil ist vom Schußpunkt A (Lago Maggiore) nach E eine sehr späte Wellengruppe beobachtet worden (ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP et al 1978), die auf die Existenz einer Diskontinuität in 60 bis 70 km Tiefe südlich der Periadriatischen Linie hinweist. Es wird mit der notwendigen Vorsicht der Vorschlag gemacht, diese tiefe Diskontinuität mit der Kruste/Mantel Grenze in 55-65 km Tiefe in den Zentralalpen zu korrelieren (Fig. 7).

Es sei bemerkt, daß auf dem Profil Lago Lagorai W eine entsprechende Wellengruppe in den Registrierungen zu erkennen ist. Daß zwischen den beiden Diskontinuitäten ein Versatz besteht, kann auf die über 10 km starke Heraushebung der Zentralalpen gegenüber den Südalpen zurückgeführt werden.

Ein Problem bietet die Heraushebung der externen Zentralmassive. MÖLLER et al. (1976) erklären dieses Phänomen durch ein Hineinpressen von Material in mittleren Krustentiefen von Süden her. Diese Vorstellung lehnt sich an das Modell der "flake tectonics" von Oxburgh an. HSÜ (1979) dagegen schlägt eine Abscherung und Unterschiebung seitens des Grundgebirges von N her unter das Aar-Massiv vor. Da es sich hier um Über- oder Unterschiebungen im Niveau des Grundgebirges handelt, kann die Refraktionsseismik wegen fehlender Geschwindigkeitskontraste kaum eine Entscheidungshilfe liefern.

Das zweite Profil quert die Französischen Alpen und die Ivrea Zone. Es beginnt etwa bei Grenoble und endet bei Alessandria in der Poebene (Fig. 8).



Auch hier nimmt die Krustenmächtigkeit vom Vorland in Richtung auf die zentrale Zone der Alpen zu, ähnlich wie es bei den anderen Profilen der Fall ist.

Die interessante Stelle dieses Profils ist der Bereich, in dem das Profil das Schwerehoch von Ivrea quert. In den sechziger Jahren standen sich zwei Modelle gegenüber (GIESE 1965). Beide Modelle wurden durch ein drittes Modell des Verfassers (GIESE 1968) verworfen, in dem er unter dem Ivrea-Körper eine starke Geschwindigkeitsinversion einführte, die auch unter den Zentralalpen vorhanden ist. Der nächste Schritt folgte schnell, indem man diesen Ivrea-Körper mit der unteren Kruste und dem obersten Mantel der Poebene verband (Fig. 8), (BERCKHEMER 1968, GIESE 1968).

Der Autor hatte diese Struktur als Aufbiegung des Randes des Südalpen-Blockes im Zuge der alpinen Bewegung gedeutet (GIESE 1968). Doch aufgrund geologischer Befunde (AHRENDT 1972) und radiometrischer Daten (HUNZIKER 1974) muß die geologische Ivrea-Struktur prä-alpinen, wahrscheinlich variskischen Alters sein. Die Vorstellung der Aufbiegung muß daher fallengelassen werden. Diese prä-alpine Anomalie ist in die generelle Überschiebungstektonik des Südalpen-Blockes über vorgelagerte Einheiten miteinbezogen worden.

Südlich der Linie Torino-Modane deutet sich im inneren Westalpenbogen bereits der Übergang in den Nordapennin an. Die Oberfläche des Ivrea-Körpers taucht flach nach Süden ab und wird von penninischen Einheiten, die z. T. E-Vergenz zeigen, überlagert. Offenbar hat sich die Kruste des Südalpen-Poebenen Blockes in mittleren Krustentiefen keilartig - ähnlich wie im Modell der Flake tectonics - unter das Penninikum geschoben (REUTTER et al. 1978).

4.4 Nordapennin

Zur Abrundung der Beschreibung sollen hier noch einige Worte zur Krustenstruktur des Nordapennin folgen. Zwischen Westalpen und Nordapennin tritt ein Vergenzwechsel ein. Während der Südalpen-Poebenen Block gegenüber den Alpen die Rolle als Hinterland wahrnimmt, verhält er sich gegenüber dem Apennin als Vorland. Der Aufbau des Nordapennin ist durch das Auftreten der gravitativen Gleitdecken charakterisiert, deren ursprünglicher Ablagerungsraum westlich der Linie Genua-Elba gesucht werden muß. Im Bild der Bouguer Schwere liegt der Apennin auf der Flanke zwischen dem Schwerehoch im Ligurischen Meer und dem Minimum am Nordrand des Apennin. Umfangreiche seismische Messungen zwischen Korsika und dem Nordapennin haben die wesentlichen Merkmale der Krustenstruktur dieses Raumes aufgeklärt (MORELLI et al. 1977, GIESE et al. 1978, GIESE et al. 1978).

Im Schelfbereich des Ligurischen Meeres beträgt die Krustenmächtigkeit etwa 15 km. Sie nimmt kontinuierlich in Richtung auf den Nordapennin zu (Fig. 9). Im Küstenbereich wurde ein Wert von etwa 30 km gemessen, während am Nordrand des Apennin wenigstens 35 km zu erwarten sind. Der Untergrund des Ligurischen Schelfes muß dem toskanischen Bereich und damit dem Randbereich des Südalpen-Poebenen-Blockes - also der Adriaplatte - angehören. Diese Krustenstruktur läßt sich zwanglos an die Struktur im südlichen Teil des inneren Westalpenbogens anfügen. Das dort beschriebene Retrocharriage kündigt den Vergenzwechsel an. Das Hinterland des Nordapennin wird durch den Corso-Sardischen Block gebildet, der jedoch nicht, wie es erwartet werden könnte, das Vorland überfahren, sondern dieses unterschoben hat. Die tektonische Bedeutung dieses Phänomens wird ausführlich von GIESE et al. (1978) diskutiert. Während die Krustenstrukturen in den Karpaten und Alpen überwiegend synthetisch waren, stellt sich hier im Nordapennin erstmals eine antithetische Struktur ein. Die Frage, ob diese Erscheinung vielleicht im Zusammenhang mit dem Vergenzwechsel zwischen Westalpen und Nordapennin steht, kann nicht beantwortet werden.

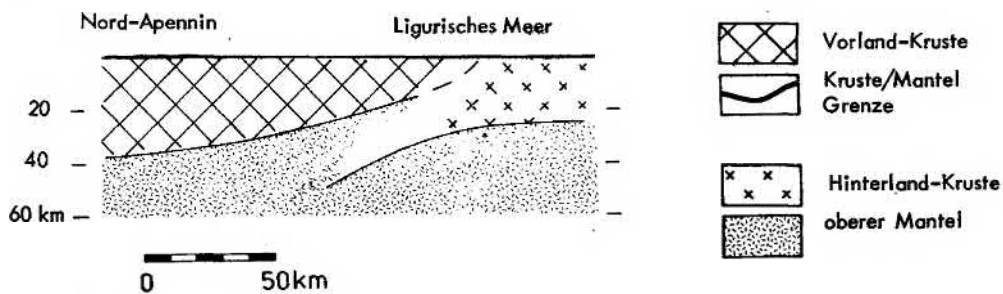


Fig. 9: Profil zwischen dem Ligurischen Meer und dem Nordapennin; zusammengestellt aufgrund von Daten von MORELLI et al 1977. Zum Unterschied zu den Strukturen in den Alpen unterschiebt hier das Hinterland (Korsika-Sardinien) das Vorland (Rand der Adria-Platte)

5. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Aus diesem kurzen Überblick lassen sich bereits einige charakteristische Merkmale und Gesetzmäßigkeiten erkennen. Die Kruste der Alpen baut sich im wesentlichen aus zwei Komplexen auf:

1. Einer oberen Einheit, bestehend aus dem Hinterland und den diesem vorgelagerten internen Einheiten und
2. einer unteren Einheit, gebildet aus dem Rand des Vorlandes und dem Vorland selbst.

Zwischen diesen beiden Komplexen liegen kontinentale Fragmente und Reste ozeanischen Bodens, die ehemals dem heute durch Subduktion verschwundenen Penninischen Trog angehörten. Der Kontrast der physikalischen Parameter zwischen Krusten- und Mantelgestein erlaubt es der Geophysik, die tektonischen Strukturen im Untergrund zu erkennen.

Karpaten, Alpen und Nordapennin zeigen eine asymmetrische Krustenstruktur, die aus der polaren Entwicklung des Orogens, d. h. dem Wandern der tektonischen Aktivität von innen nach außen, abzuleiten ist. Stark vereinfacht läßt sich in den Alpen und den Karpaten - im Nordapennin ist die Situation anders - folgender Baustil skizzieren.

In den Alpen wird der obere Komplex aus Einheiten des Südalpins und des Austroalpins gebildet, während der untere Komplex sich aus intrageosynklinalen Kontinentalfragmenten und dem Vorland zusammensetzt.

Die seismischen Messungen erlauben nun - in Verbindung mit geologischen Überlegungen - Aussagen darüber zu machen, wie sich die kontinentalen Bereiche, bestehend aus Kruste und Mantel, an der Kollision beteiligen.

Die Elemente der oberen Einheit, Hinterland und interne Zonen, haben keilartige Formen sowohl quer als auch parallel zum Streichen. Quer zum Streichen nimmt die Mächtigkeit dieses Keils von intern nach extern ab. Parallel zum Streichen dagegen ist keine Vorzugsrichtung gegeben, beide Richtungen sind möglich. Diese sehr allgemeine Aussage soll am Beispiel der Zone der Inneren Karpaten und des Austroalpins erläutert werden.

In der inneren Zone der Westkarpaten einschließlich des Pannonischen Beckens liegt die Unterfläche des Hinterlandkeils im oberen Mantel, die Kruste ist an ihrer Front offenbar nicht zur Keilschneide zugeschnitten, sondern bildet einen stumpfen Plattenrand. Beim Übergang in die Ostalpen ändert sich die Form schrittweise.

In Streichrichtung der Alpen reduziert sich die Mächtigkeit der pannonischen Oberplatte. Westlich von Graz verschwindet an ihrer Unterseite der oberste Mantel, und an der Ost/Westalpen Grenze verliert sich das Austroalpin gänzlich. In dem Maße, wie der Keil im Streichenden der Alpen dünner wird, löst sich der Zusammenhalt auf, und es bilden sich eigenbewegliche Komplexe (Ötztal - und Silvretta-Decke).

Auch senkrecht zum Streichen ändert sich die Form des Keiles beim Obertritt von den Karpaten in die Ostalpen deutlich. Die Penninische (Klippen)-Zone wird auf das Vorland verlagert, während die Kruste/Mantel Grenze des Hinterlandes bis an den Nordrand des Grazer Beckens zurücktritt, d. h. der Keil wird flacher und "spitzer". Diese Tendenz setzt sich nach W fort, parallel dazu verliert die Klippenzone an Bedeutung.

Als neues Bauelement schiebt sich zwischen dem Austroalpin und dem Vorland der Komplex des Zentralgneises ein, dem offenbar aber keine Anteile des obersten Mantels an seiner Unterseite anhaften.

Wie die verschiedenen Profile zeigen, ist die Krustendicke unter den Südalpen, die sich während der alpinen Bewegungen quasi als Block verhielten, recht unterschiedlich. Zwei Strukturelemente sind es, die diese Unterschiede bestimmen.

1. Die Periadriatische Linie (BÜGEL 1975) durchschneidet das südalpine Hinterland derart, daß sie sich von E nach W aus seinem internen in seinen externen Bereich verlagert (GIESE et al. 1970). Sie folgt einer paläoalpiner Überschiebung, die u. a. den internen Deckenbau des Austroalpins verursachte.
2. Das Aufreißen der Periadriatischen Naht schuf einen nördlichen und einen südlichen Bereich. Jeder dieser beiden Teilbereiche hat Keilform und verjüngt sich nach N. Auch in Streichrichtung weisen sie Keilform auf. Das nördliche und untere Element gewinnt nach E an Mächtigkeit, während das südliche und obere Element in gleicher Richtung an Mächtigkeit verliert.

Im Seengebirge tritt die Kruste/Mantel Grenze bis an die Periadriatische Naht heran, die nach N weisende Schneide des Keils ist abgeschnitten. Geht man nach E, so bleibt die Kruste/Mantel Grenze der Südalpen gegenüber der Periadriatischen Linie zurück, d. h. hier wird auch die Unterkruste in die Abflachung des Keils einbezogen. Gleichzeitig verliert der Keil nach E an Mächtigkeit. In Friaul ist er nur noch 10-15 km dick. Dafür entwickelt sich an der Unterseite die untere Südalpen-Kruste mit nach E zunehmender Mächtigkeit. Die Oberfläche dieses unteren Komplexes wird als Ursprungsgebiet der Austroalpiner Serien gedeutet. Im Grenzbereich zwischen

Jugoslawien und Österreich könnte diese untere Südalpen-Kruste mit einem nach E entlang der Periadriatischen Linie abnehmenden Störungsbetrag mit der Kruste des Austroalpins verbunden sein.

Das Schwerehoch der Ivrea-Zone scheint für die Westalpen eine nicht mit den Ostalpen zu vergleichende Krustenstruktur anzudeuten. Doch eine nähere Betrachtung zeigt, daß auch hier das gleiche Bauprinzip vorliegt.

Die geologische Ivrea-Zone stellt offenbar eine strukturelle Anomalie variskischen Alters am Nordwestrande der Adria-Platte dar. Die Periadriatische Linie schneidet diese Struktur bei Locarno, um dann südlich davon an der Westseite dieser Struktur entlang zu laufen. Es wäre denkbar, daß der geophysikalische Ivrea-Körper, der sich von Locarno bis Cuneo erstreckt, genetisch von der geologischen Ivrea-Zone zu trennen ist.

Da die Periadriatische Linie bei Ivrea am Rand des Südalpenblockes lag, wurde unter diese Platte im wesentlichen ozeanische Kruste subduziert. Erst in einer späteren Phase der Einengung erreichte der Subduktionsprozeß intrageosynklinale Schwellen und den Rand des europäischen Vorlandes. Durch einen derartigen Prozess könnte der geophysikalische Ivrea-Körper und die inverse Lagerung in dieser Zone erklärt werden.

Der Übergang von den Westalpen zum Nordapennin kündigt sich durch einen Vergenzwechsel im inneren Westalpenbogen an. Das Schwerehoch der Ivrea-Zone verschwindet bei Cuneo. SE von Cuneo muß sich die paläo- und mesoalpine Subduktionszone vom Rand der Adria-Platte in den penninisch-ligurischen Ozean verlagert haben, (REUTTER et al. 1978), so daß am adriatischen Kontinentalrand keine Krustenverdickung mehr stattfinden konnte. Das Subduktionssystem des Ligurischen Ozeans muß sich in entgegengesetzter Richtung nach W entwickelt haben.

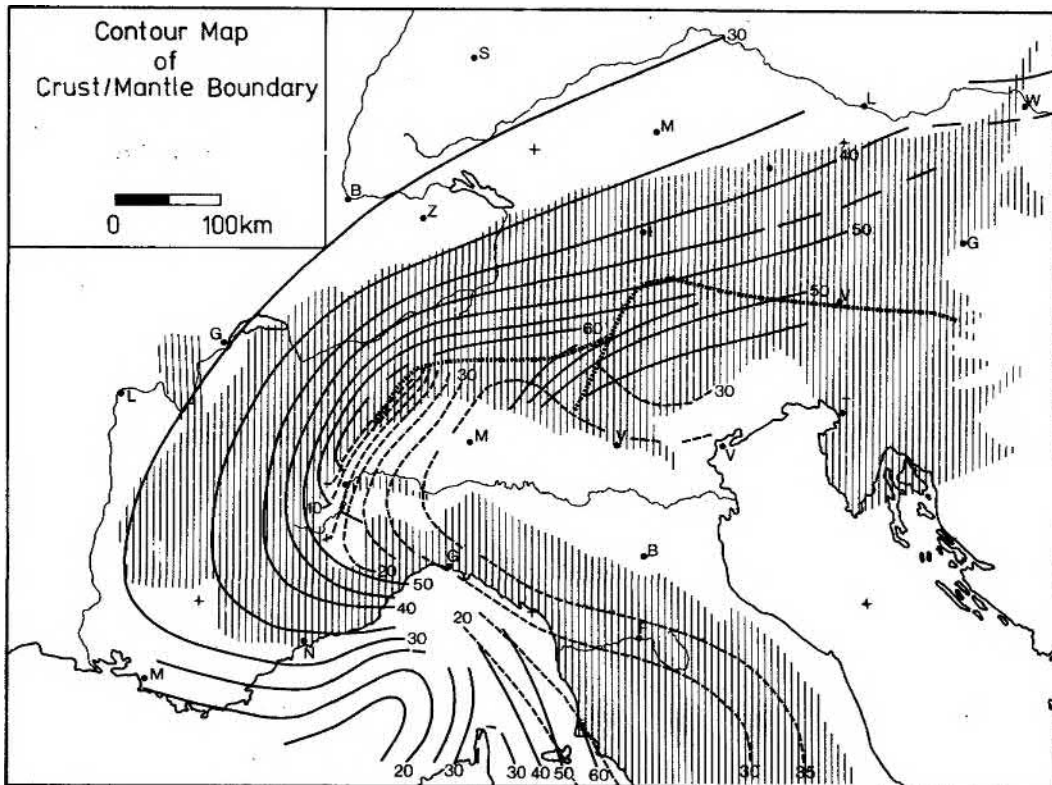


Fig. 10: Karte der Krustenmächtigkeit im Alpenraum. Bemerkenswert ist, daß die Achse der größten Krustenmächtigkeit nicht mit dem Verlauf der Periadriatischen Linie zusammenfällt. Die komplizierte Struktur der Südalpen ist hier vereinfacht dargestellt worden.

Das bemerkenswerte Ergebnis der Krustenuntersuchungen im Nordapennin ist nun, daß die krustale Kollisionsstruktur auf diesen Vergenzwechsel in anderer Art reagiert. Der Rand der Adriaplatte, dem jetzt die Funktion des Vorlandes zukommt, bleibt überraschenderweise Oberplatte, während das korsisch-sardische Hinterland unter die Adriaplatte abtaucht (GIESE et al. 1978). Diese antithetische Struktur verliert sich in der nördlichen Tyrrhenis. Dafür entwickelt sich am Außenrand des Apennins ein neues Überschiebungssystem mit den normalen, synthetischen Krustenstrukturen.

Dieser kurze Überblick zeigt, daß das Modell der Plattentektonik einen brauchbaren Rahmen für die Entwicklung des alpinen Orogens liefert, daß aber besondere Strukturen mit dem Kollisionsakt der beiden kontinentalen Blöcke verbunden sind. So läßt sich ohne Übertreibung sagen, daß die Ergebnisse der refraktionsseismischen Untersuchungen in den Alpen einen wichtigen Beitrag zur Aufklärung der Krustenstruktur der Alpen geliefert haben. Das auf den ersten Blick so unterschiedliche Bild der Krustenstrukturen in den Ost- und Westalpen konnte auf ein Modell zurückgeführt werden.

Abschließend wird noch das Problem diskutiert, ob heute noch Reste von Subduktionsnarben erkennbar sind.

Die Qualität der Reflexionen von der Kruste/Mantel Grenze ist im Alpenraum recht unterschiedlich. Gute Reflexionen werden im Südalpenraum und am Nordalpenrand registriert. Aus der Zone der größten Krustenmächtigkeit (Fig. 10) dagegen sind im allgemeinen die Reflexionen in den Registrierungen nur schwer erkennbar, oder es taucht eine Gruppe von getrennten Einzelwellen auf, d. h. hier muß die Kruste/Mantel Grenze eine strukturelle Änderung aufweisen. Diese Zone liegt am Nordrand der hier geforderten unteren Südalpenkruste. Als Arbeitshypothese kann versucht werden, diese Zone als Subduktionsnarbe für die meso- oder neoalpine Phase anzusehen. Die paläoalpine Subduktionsfläche muß zwischen den beiden Südalpenkrusten postuliert werden. Es sei aber nochmals betont, daß diese Vorstellungen bislang sehr spekulativ sind.

SCHLUSSWORT UND DANKSAGUNG

Dank gebührt an erster Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Max Richter, der mich während meines Studiums in die Geologie der Alpen einführte. Ich darf heute gestehen, daß mir zu Anfang der fünfziger Jahre seine von ihm postulierten weitreichenden Überschiebungen unglaublich erschienen. Doch fehlten zu jener Zeit das Konzept der Plattentektonik und Kenntnisse über die Struktur des tieferen Untergrundes.

Dank gebührt ebenso allen bekannten und unbekanntem Kollegen und Mitarbeitern, die mitgeholfen haben, das seismische Beobachtungsmaterial zu gewinnen.

Schließlich möchte ich meinem Kollegen, Herrn Prof. Dr. K.-J. Reutter, für die zahlreichen Diskussionen danken, die sich hier zum großen Teil in den tektonischen Betrachtungen niedergeschlagen haben.

LITERATURVERZEICHNIS

- AHRENDT, H. (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuornè.- Göttinger Abh. Geol. Paläont., 11, 89, Norditalien
- ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP (1976): Reporter H. Miller: A Lithospheric Seismic Profile along the axis of the Alps 1975, Pageoph., 114, 1109-1130
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., ALBU, J., MITUCH, E. und POSGAY, K. (1979): Deutung der refraktionsseismischen Messungen auf dem östlichen Abschnitt des Alpenlängsprofiles.- Acta Geodaet., Geophys. et Moutanist. Acad. Sci Hung., T. 14 (1-2), 237-245,
- BEHNKE, C., GIESE, P., PRODEHL, C. DE VISINTINI, G. (1962): Seismic Refraction Investigations in the Dolomites for the Earth's Crust in the Eastern Alpine Area.- Boll. Geofis. teor. ed appl., 4, 110-132
- BERANEK, B., WEISS, J., HRDLICKA, A., DUDEK, A., ZOUNKOVA, M., SUK, M., FEIFAR, M., MILITZER, H., KNOTHE, H., MITUCH, E., POSGAY, K., UCHMANN, J., OLLOGUB, V. B., CHEKUNO, A. V., PROSEN, D., MILOVA-NOVIC, B., ROKSANDIC, M. (1972): The Results of the Measurements along the international Profiles.- in: The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Explosion Seismology Geophys.- Transaction, 133-148, Budapest
- BERCKHEMER, H. (1968): (German Research Group for Explosion Seismology): Topographie des Ivrea Körpers, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten.- Schweizer. Min. und Petr. Mitt., 48, 235-246
- BÜGEL, H. (1975): Zur Literatur über die "Periadriatische Naht".- Verh. Geol. B.-A., Heft 2-3, 163-199
- CHOUDHURY, M., GIESE, P., DE VISINTINI, G. (1971): Crustal structure of the Alps - some general features from explosion seismology.- Boll. Geofis. teor. ed appl., 13, 211-240
- GIESE, P. (1965): Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen und Erörterung einiger damit zusammenhängender Probleme.- Max Richter Festschrift, Clausthal-Zellerfeld, 271-290
- (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48, 261-284
- (1968): Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie einer geologischen Deutung.- Geophys. Abh. Inst. Meteorol. u. Geophys. Freie Universität Berlin, 2, 202p
- GIESE, P., GONTER, K., REUTTER, K.-J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der W-Alpen und des N-Apennin.- Z. dt. geol. Ges., 120, 151-195
- GIESE, P. and N. I. PAVLENKOVA (1976): Some Particularities of Crustal Structure in Young Orogenic Systems.- Geol. Rundschau, 65, 3, 1109-1125
- GIESE, P. and PRODEHL, C. (1976): Main Features of Crustal Structure of the Alps. In: P. Giese, C. Prodehl, A. Stein (ed.), Explosion Seismology in Central Europe, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 347-376
- GIESE, P. and K.-J. REUTTER (1978): Crustal and structural features of the margins of Adria microplate. In: H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (ed.), Alps, Apennines, Hellenides., Schweizerbart, 565-588, Stuttgart
- HSO, J. K. (1979): Thin-skinned plate tectonics during neo-Alpine orogenesis.- Amer. Jour. of Science, 279, 359-366
- HUNZIKER, J. C. (1974): Pb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps.- Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, XXXI, 54 p.
- ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP and ANSORGE, J., MUELLER, St. (1978): A seismic profile in the Southern Alps 1977, description of the experiment and first results, presented at the meeting of the EGS-ESC, Strasbourg
- MILLER, H., GEBRANDE, H. and SCHMEDES, E. (1977): Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofils.- Geol. Rdsch., 88, 2, 289-308
- MORELLI, C., GIESE, P., CARROZZO, M. T., COLOMBI, B., GUERRA, I., HIRN, A., LETZ, H., NICOLICH, R., PRODEHL, C., REICHERT, C., RÖWER, P., SAPIN, M., SCARASCIA, S., WIGGER, P. (1977): Crustal and Upper Mantle Structure of the Northern Apennines, the Ligurian Sea, and Corsica, derived from Seismic and Gravimetric Data.- Boll. di Geofis 75-76, 199-261
- MUELLER, St., EGLOFF, R. and ANSORGE, J. (1976): Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotransverse, Schweiz.- Min. Pet. Mitt., 56, 685-692
- POLIZZI, D. (1976): Tesi di laurea in scienze geologiche "Interpretazione di un profilo sismico crostale attraverso le Alpi Orientali (Vicenza-Innsbruck).- D. thesis, Università degli Studi di Milano, Istituto di Geologia, 92 p.
- REUTTER, K.-J., GONTER, K. and GROSCURTH, J. (1978): An Approach to the Geodynamics of the Corsica-Northern Apennines Double Orogene. In: H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (ed.), Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, 299-311, Stuttgart
- WILL, M., MILLER, H. und GEBRANDE, H. (1978): Upper Crustal Structure in the Northern Alps Derived from Seismic Refraction Measurements. In H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (ed.). Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, 80-82, Stuttgart

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DEN TERTIAREN
GRAUWACKENSERIEN DES NORDAPENNINS

von

E. DENEKE⁺ und K. GÖNTHER⁺⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Um neue sedimentologische Daten für ein besseres Verständnis der ursprünglichen paläogeographischen Anordnung verschiedener sedimentärer und tektonischer Komplexe des Nordapennins zu erhalten, haben die Autoren die wichtigsten tertiären Grauwackenvorkommen dieses Gebirges sedimentpetrographisch neu untersucht. Es wurden dabei mehrere Hundert Dünnschliffe und Schwermineralpräparate qualitativ und quantitativ bearbeitet. Generell ist für alle Grauwacken ein mehr oder weniger einheitlich aufgebautes Liefergebiet anzunehmen, da alle petrographischen Komponenten, wenn auch in unterschiedlicher Verteilung, in allen untersuchten Proben vorkommen. Unterschiede in der Häufigkeit der Komponenten in den einzelnen Grauwacken sind auf relativ kurzfristige lokale Liefergebietseinflüsse zurückzuführen. Aus der Verteilung von quarzarmen, bzw. -freien Vulkaniten, Quarz-Epidot-Zoisit-Schiefern, Karbonatzement und Epidot und Zoisit in den Schwermineralpräparaten läßt sich jedoch eine bestimmte Anordnung der ursprünglichen Sedimentationsgebiete innerhalb des Orogens von intern nach extern ableiten.

ABSTRACT

In order to obtain new sedimentological data for a better understanding of the palaeogeological assembly of the various sedimentary and tectonic complexes of the Northern Apennines, the authors have re-examined and re-analysed the petrography of the main Tertiary graywacke sequences of this mountain range. Several hundred thin sections and heavy-mineral preparations have been studied qualitatively and quantitatively. Generally, for all investigated graywackes a source area with a more or less uniform petrographic organization can be assumed since all different components, though in variable distribution, occur in all studied sequences. Differences in the abundance of the components in the individual graywackes are attributable to influences of the source area itself. The distribution of quartz-poor or quartz-free volcanic rocks, quartz-epidote-zoisite-schists, and carbonatic cement in the samples and epidote and zoisite in the heavy-mineral preparations indicate, however, a certain paleogeological assembly of the original areas of deposition from the internal to the external parts of the mountain range.

Anschrift der Verfasser: ⁺ Dr. Elke Deneke, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
3000 Hannover 51, Stilleweg 2

⁺⁺ Prof. Dr. Konrad Günther, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität,
3000 Hannover 1, Callinstr. 30

RIASSUNTO

Per meglio comprendere la posizione paleogeografica dei diversi complessi sedimentari e tettonici dell'Appennino settentrionale, sono state eseguite analisi composizionali sulle più importanti formazioni a grovacche terziarie. Più di 800 preparati, consistenti in sezioni sottili e frazioni minerali pesanti, sono stati studiati in modo qualitativo e quantitativo. In genere, per tutte le grovacche investigate, è da accettare una zona di provenienza con litologia relativamente affine. Infatti, tutti i componenti petrografici, per quanto con incidenza diversa, sono presenti in tutti i campioni esaminati. Le differenze che esistono nell'ammontare dei componenti rimaneggiati nelle grovacche individuali sono da ritenersi dovute a influssi temporanei e locali nelle provenienze. La distribuzione di vulcaniti non quarzose e con poco quarzo, la ricorrenza di scisti con quarzo-epidoto-zoisite, la presenza di cemento carbonatico, nonché quella di epidoto e zoisite nei preparati di minerali pesanti, sono indicative di una certa disposizione delle zone di sedimentazione entro l'orogene in rapporto tra le parti interne e quelle esterne.

1. EINFÜHRUNG

Der Nordapennin gilt als geradezu klassisches Gebiet für das Studium synorogener Flyschsedimente. In diesem Gebirge findet man mehrere turbiditisch abgelagerte Grauwackenkomplexe des Oligozäns und Miozäns, die eine Gesamtmächtigkeit von 8 bis 10 Kilometern erreichen. Aufgrund ihrer tektonischen Position müssen sie verschiedenen Schuppen und Decken zugeordnet werden, die während der apenninen Hauptorogenese im Torton übereinander gegliedert sind. Die Zugehörigkeit der Grauwackenkomplexe zu den einzelnen tektonischen Einheiten des Nordapennins ist in der Abb. 1 dargestellt (vgl. auch REUTTER in diesem Band).

Im einzelnen lassen sich die folgenden Grauwackenserien voneinander unterscheiden:

- 1) Bratica-Sandstein und Aveto-Petrignacola-Campastrino-Senario-Sandsteine der Subligurischen Kalk-Ton-Einheit (Canetolo-Komplex).
- 2) Macigno-Grauwacken der Toskanischen Decke, Cerreto-Sandstein der gleichnamigen Antiklinale sowie Metagrauwacken (Pseudomacigno) des Autochthons der Apuaner Alpen.
- 3) Modino-Sandstein und Bobbio-Pracchiola-Cervarola-Falterona-Sandsteine der Modino-Cervarola-Einheit
- 4) Sandsteine der Formazione marnoso-arenacea der Umbro-Markiden.

In der Vergangenheit sind viele Versuche unternommen worden, diese verschiedenen Grauwacken einem einheitlichen Sedimentationsschema zuzuordnen, welches durch orogenetische Prozesse gesteuert und kontrolliert worden sein sollte.

So betrachteten DE WIJKERSLOOTH (1934), SIGNORINI (1936), MERLA (1952) und WUNDERLICH (1966) die verschiedenen Serien als Produkte einer ursprünglich einheitlichen Abfolge, die sich durch eine große Trogachsenverlagerung von intern nach extern quer durch das gesamte Orogen herausgebildet hätte.

GIANNINI, NARDI & TONGIORGI (1962) trennten dann die Grauwackenkomplexe des M. Modino und des M. Cervarola-M. Falterona vom Macigno der Toskanischen Decke ab, betrachteten beide allerdings noch als normale Fortsetzung der Toskanischen Grauwackensedimentation nach Einschaltung von Olisthostromen, die von der Front der herannahenden Ligurischen Decken bezogen wurden.

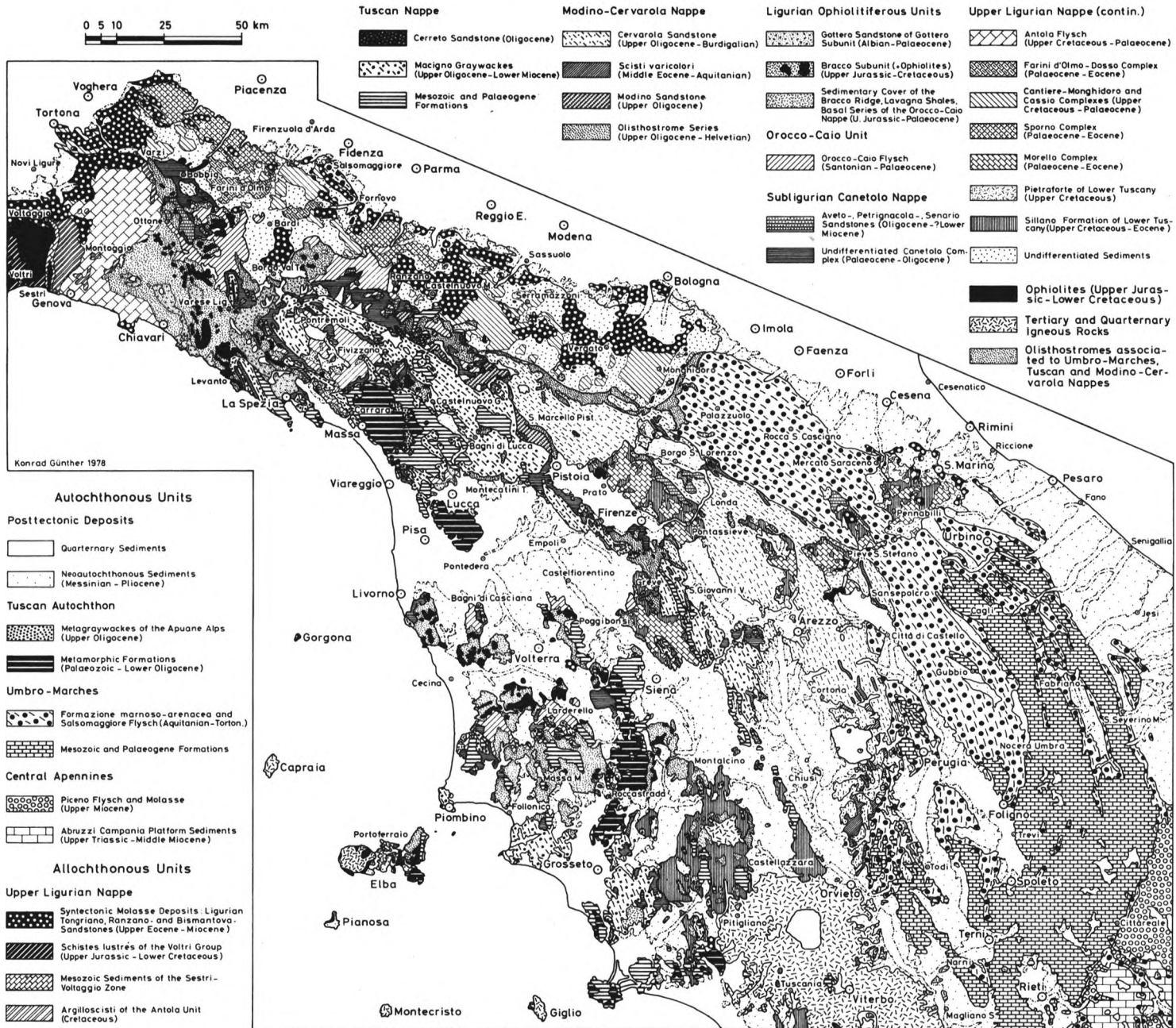
Eine weitere Deutung der paläogeographischen Anordnung der verschiedenen Grauwacken-Tröge gaben BALDACCI et al. (1967). Nach diesen Autoren sollte der Toskanische Sedimentationsraum ursprünglich in einen internen und einen externen Trog aufgliedert gewesen sein. Der interne Teil wurde als Herkunftsgebiet der Toskanischen Decke gedeutet, während die externen Toskaniden, bestehend aus dem Autochthon der Apuaner Alpen mit den Metagrauwacken des Pseudomacigno im Dach der Folge, als ursprüngliche Unterlage des Cervarola-Falterona-Komplexes angesehen wurden.

BORTOLOTTI et al. (1970) betrachteten dagegen die Grauwacken des Pratomagno und des M. Falterona wieder als normale sedimentäre Fortsetzung des Toskanischen Macigno. Innerhalb eines großen Toskanisch-Emilianischen Flyschtroges sollten sich beide Grauwackenkomplexe lateral mit dem Cervarola-Flysch verzahnt haben.

Autoren der Berliner "Max Richter-Schule" (u.v.a. KRAMPE 1964, REUTTER 1968, BURGER, GROSCURTH & GÜNTHER

Relations between Graywacke Formations and Tectonic Units of the Northern Apennines

Abb. 1: Beziehungen zwischen den Grauwackenserien und den Tektonischen Einheiten des Nordapennins.



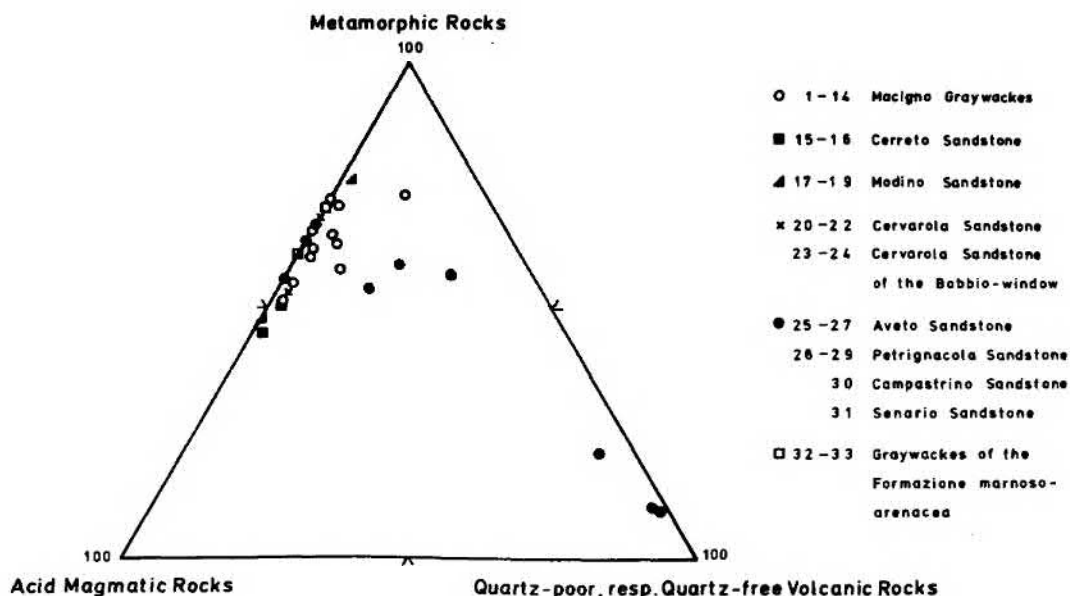


Abb. 2: Verteilung der Gesteinsbruchstücke in den mittelkörnigen Grauwacken

1975) sahen die Grauwackenserien des Nordapennins als individuelle Sedimente einzelner, ursprünglich benachbarter und parallel zum Gebirgsstreichen angeordneter Tröge an, die durch submarine Schwellen voneinander getrennt gewesen sein sollten.

Schließlich deuteten REUTTER & GROSCURTH (1978) die Modino-Cervarola-Einheit als ursprünglich am internen Rand des Toskanischen Sedimentationsraumes, vor der Front der zu diesem Zeitpunkt schon herannahenden Ligurischen Decken, abgelagert (vgl. auch REUTTER in diesem Band).

Die Existenz so vieler verschiedener Modelle zur Deutung der ursprünglichen Anordnung der tertiären Grauwackenserien des Nordapennins und ihrer Zuordnung zu den verschiedenen tektonischen Einheiten dieses Gebirges ist hauptsächlich auf die lithofazielle Ähnlichkeit dieser Flyschfolgen, auf die komplizierten tektonischen Strukturen und auf den generellen Mangel an Mikrofossilien innerhalb der einzelnen Serien zurückzuführen.

Systematische Untersuchungen der petrographischen Zusammensetzung der einzelnen Grauwackenserien, die es unter Umständen schon früher erlaubt hätten, die ursprüngliche Anordnung der Sedimentationsgebiete sowie der Sediment-Liefergebiete genauer zu rekonstruieren, sind bisher nur untergeordnet und nur beschreibend und qualitativ vorgenommen worden (CIPRIANI 1958, 1961; CIPRIANI & MALESANI 1963a, 1963b, 1964; CIPRIANI et al. 1964, 1965; MANETTI 1965; MALESANI 1965, 1966a, 1966b).

Die Verteilung der Schwermineralgehalte in verschiedenen Formationen untersuchten GAZZI (1963, 1965a, 1965b), GANDOLFI & GAZZI (1962), GAZZI & GANDOLFI (1963) sowie MEZZADRI (1964a, 1964b).

Ein Vergleich und eine zusammenfassende Interpretation dieser petrographischen Analysen wurde von SESTINI (1970) versucht. Dabei ergaben sich Schwierigkeiten, die hauptsächlich in den unterschiedlichen Methoden der verschiedenen Autoren begründet waren (Röntgen- oder petrographische Modalanalysen).

Eine weitere Schwierigkeit ergab sich aus der Tatsache, daß die petrographische Zusammensetzung der Grauwacken stark von der Korngröße abhängig ist. Auch wenn die Proben stets von der Basis des grobkörnigen gradierten Intervalls (BOUMA 1962) genommen worden waren, ergaben sich erhebliche Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung, da die mittlere Korngröße der einzelnen Serien häufig stark voneinander abweicht. So enthielten die feinkörnigen Sandsteine im allgemeinen mehr Matrix oder spätigen und mikritischen Kalzit als die gröberen. Auch das Verhältnis Quarz/Gesteinsfragmente schien mit abnehmender Korngröße anzusteigen. Nach SESTINI (1970) sind die feinkörnigen Sandsteine des Nordapennins strukturell unreifer und petrographisch reifer als die gröberkörnigen. Wahrscheinlich kann diese Schlußfolgerung allerdings auch auf einem vorgetäuschten Effekt beruhen, da innerhalb der feinkörnigen Grauwacken sich unterschiedliche Sedimentationsme-

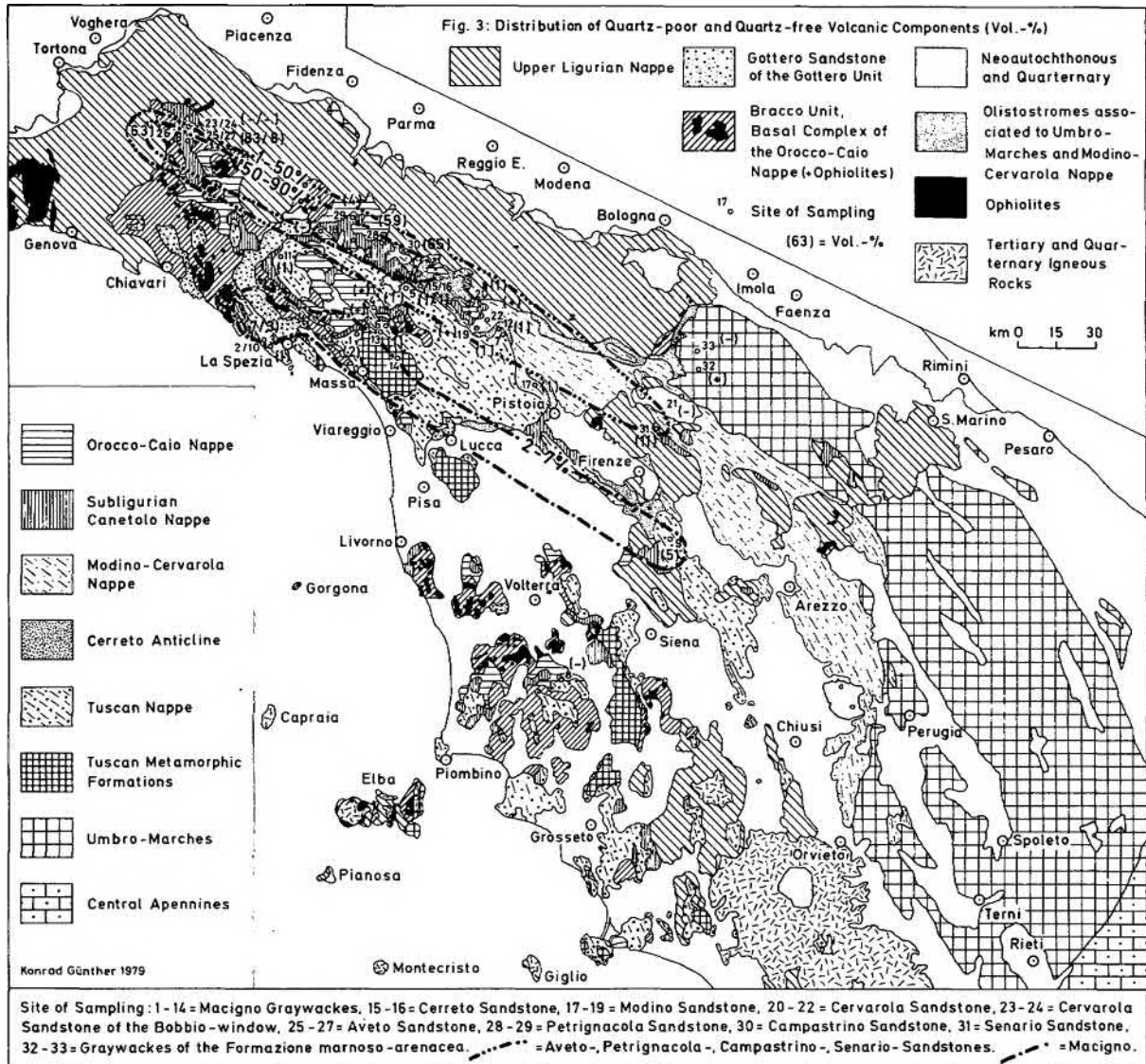


Abb. 3: Verteilung der quarzarmen, bzw. -freien Vulkanite (in Vol.-%).

chanismen (pelagische Normalsedimentation und distale Sedimentation eines Turbidites) nicht klar gegeneinander abgrenzen lassen.

Im folgenden haben die Verfasser versucht, die wichtigsten tertiären Grauwackenkomplexe (Aveto-Petrignacola-Campastrino-Senario-Sandsteine, Macigno- und Cerreto-Grauwacken, Metagrauwacken des Pseudomacigno, Modino-Sandstein, Bobbio-Pracchiola-Cervarola-Falterona-Sandsteine sowie Sandsteine der Formazione marnoso-arenacea und zum Vergleich einige Molasse-Sandsteine des Ligurischen Tongriano) sedimentpetrographisch neu zu untersuchen und vor allem quantitativ zu analysieren, um neue sedimentologische Daten für ein besseres Verständnis der paläogeographischen Anordnung der verschiedenen sedimentären und tektonischen Komplexe des Nordapennins zu erhalten[†].

2. METHODIK

Die Grundlage für die mikroskopisch-petrographisch Bearbeitung der Grauwackenserien bildeten 600 senkrecht zur Schichtung orientierte Gesteinsdünnschliffe von 34 Lokalitäten sowie 200 Schwermineralpräparate von 22 Lokalitäten (Abb. 3-5).

[†] Die Untersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, durch Reisekostenzuschüsse gefördert.

Stratigraphische Zuordnung Proben-Nr.	Macigno-Grauwacken														Cerreto Sandstein		Modino Sandstein		Cervarola Sandstein		Bobbio Sandstein		Aveto Sandstein		Petri- gnacola		Camp- rio		Sena- marina		Formazione marina						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		31	32	33			
Karbonat-Zement					3	3			5	1		3	4	1	8	1	12	1		2	21	18			2			3	7	2	4	2	+	15	40		
Matrix	7	8	8	8	7	8	12	17	5	7	11	10	7	8	4	8	2	8	14						9	13			7	5	10	8	10		7		
Quarz, normal auslöschend	2	1	1	+	1	+																	1	4	+			1	4	+				1			
undulös auslöschend kataklastisch	12	13	14	13	12	14	18	19	11	11	16	9	11	6	15	9	12	3	15				1	6	+	2	9	1	6	1	1	1	7	21	16		
Quarz, insgesamt	14	15	15	13	13	15	18	19	11	11	16	12	11	6	15	9	12	5	15				9	21	11		9	17	+	4	16	1	7	2	8	22	16
Feldspat, verzwillingt	1		+	+		+									1	2		2					2		1		1			4	1	1	+	3	1		
„, serizitisiert u/o chloritisiert	4	3	3	8	7	4	7	4	3	2	7	2	2	+	3	2	5	2	10				1	1	3		1	3	5	1	1	1	1	+	3	3	
Feldspat, unverzwillingt	1				+	+			1					2	1		1	5					2	1	3		1		1	1	3	1	3	+	1	3	
„, serizitisiert u/o chloritisiert	8	6	11	5	9	6	12	12	6	6	10	1	8	1	7	3	8	1	7				4	5	4	3	6			3	6			6	9		
Feldspat, zoniert					+				+			1	2	12	2			1					1	5	4									1	2		
Perthite/vergitt. Mikrokline				1	+	+		+			+																	1						+	+		
Feldspat, insgesamt	14	9	15	13	16	10	19	16	10	8	17	4	14	15	14	13	17	9	17				11	12	14		6	9		11	15	9	2	5	9	14	9
Chlorit	4	3	7	4	7	5	4	3	4	6	3	3	2		3	2	2	3	5				5	1	3		5	3		2	7	+	7	5	1	1	
Biotit	2	+	1	+	1	1	1	1	1	1	1	1	1	+			1	1					2	+			+							+	5		
Hellglimmer	1	+	4	2	4	3	3	4	2	7	3	1	3	3	4		2		3				2	4	3		3	4			4				1	4	
Opake u. Limonit	1	1	4		3	1	+	2	1	+	5	+	3	1	1				1				1	1			1	1		2		2	2	2	2	1	
Quarzit	10	10	8	8	7	10	10	12	15	14	9	5	13	9	8	7	16	8	10				6	11	12		8	16	1	3	9	1	3	+	7	10	6
Chlorit-Glimmer-Quarzit	1	+	2	1	1	1	1	2	2	3	3		3		1		2		2				2	1			4		+	1				1	2		
Quarzitschiefer	2	1	1	1	1	1	1	+	1	1	+		+	+	+		1		1				+				1	1	2		1	1	2	+	2	+	
Quarz-Chlorit-Glimmer-Schiefer	7	13	10	8	5	8	7	7	7	14	7	10	14	17	8	9	9	7	6				15	5	8		14	10	4	3	10	4	13	4	11	5	6
Quarz-Feldspat-Chlorit-Glimmer-Schiefer	6	6	2	6	4	4	3	3	5	3	3	2	7	13	2	3	4	2	3				4	2	5		1	2	+			2	8	3			
Quarz-Mylonit	1	7	2	3	1	2	+	1	2	+	+	6	1		+	8	1	12	1				3	+	2		11	+	2		6	2	1	1	4	1	3
Chlorit-Glimmer-Schiefer	2	2	1	1	1	2	1	+	1	+	+	1	1	4	2	5	1	2	2				3	+	2		2							2	+	1	
Quarz-Chlorit-Epidot-Zoisit-Schiefer	3	+	4	3	4	2	+				1	4	1		+								+	+	+		1							+	+		
Quarz-Feldspat-Glimmer-Granat-Schiefer	1										1	1											+	+	+		1							+	+		
Quarz-Feldspat-Chlorit-Glimmer-Schiefer, mylon.					4	6	1	5	7	2		9	13		8		1		5				1	6			2	1						8			
Metamorphite, insgesamt	33	41	26	32	23	36	31	26	38	42	26	29	49	56	29	32	35	31	31				31	21	36		37	34	10	8	27	7	8	7	43	21	16
Saure Plutonite	14	6	14	23	14	10	7	9	10	7	16	26	5	3	16	30	8	33	12				26	8	7		29	11	1	1	11	1	2	1	5	9	7
Saure Vulkanite	2	2	1	2	+	2	1	2	4	3	1		1	1	1		1						+	1			5			4			+	+	+	3	
Quarzarme bzw. -freie Vulkanite	2	7	1	+	1	+	1	+	5	3	1	1	1		1	1	1						1		+			83	63	8	59	4	65	11	+		
Kieselschiefer	1	3	1	+	1	+	+	+	1	1	+	2	1	+	+	1	+						+	+									1		2	1	
Tonschiefer	+	2	+	1	3	1	2		1	4	+		+	+	+		1	3					1				1	+						2		+	
Sandstein	2	2	2	1	1	1	1	1	+		+	4	+	+	+	2	+	2									2	+			2	2		9	+	3	1
Kalkstein					+	1	2			2		4	+	4	3	1	6	4					4	7	5		2		3	1		2	39	1	2	7	7
Fossilreste												4	+	4			3	1									+	+	1					1		+	
Sedimentite, insgesamt	3	7	3	2	6	4	3	1	4	5	+	10	1	4	4	4	7	9	+				4	8	5		2	2	4	3	2	2	51	1	8	8	8
Gesteine, insgesamt	54	63	45	59	44	52	43	38	61	60	44	65	57	64	51	67	52	74	43				62	37	49		68	52	98	75	52	69	65	74	67	38	34
Granat	1				1	+		+															1				+								+	+	
Epidot-Zoisit	+				1	+		+																											+	+	
Pyroxen	+	1																																		+	
Turmelin	+																										2										
Andalusit	+																																				
Zirkon	+																																				
Unbestimmbare	1	1	1	+	+	1		+	+	+		1			+	+	+	+	+				+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	1	+	+

Tab. 1 Die petrographische Zusammensetzung der mittelkörnigen Grauwacken (in Vol.-%).

Nach sorgfältiger qualitativer Durchsicht aller Proben wurden von jeder Lokalität je ein repräsentativer Dünnschliff und, soweit vorhanden, ein Schwermineralpräparat einer mittelkörnigen Grauwacke quantitativ ausgewertet.

Formation	Macigno														Ce. Modino			Cerv.		Bo.		Av.		Se.FVA	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13	14	15	17	19	21	22	24	25	31	32			
Turmalin	4	10	9	3	3	3	1	5	2	17	3	24	7	5	4	1	5	6	3	1	2	3			
Apatit	12	40	61	12	16	14	22	32	29	40	20	68	75	79	47	27	24	42	36	15	10	14			
Epidot	33		2	22	24	15	10	2	1	10	12	+	2	1	+	2	2	1	1	4	1				
Zoisit	7		15	8	9	9	2	2	1	7	3		1			2	1		1	5	7	1			
Granat	40	4	1	48	44	54	55	53	63	1	46	1	12	2	12	62	67	29	54	36	71	78			
Zirkon	1	30	9	5	3	3	6	5	2	23	14	5		8	29	4	2	14	5	2	5	2			
Rutil	1	13	1	+	+	1	1	1	1	1	2	2	3	5	8	1	1	4			1	1			
Pyroxen	1						1									1				40					
Staurolith					1	+		1	+																
Titanit																			3						
Disthen	1																								
Andalusit						1															1				
Unbestimmbare	1	2	2	1	1	+	1	+	1			+		+	+	+	+		+	+	+	+			
Anteil Chlorit - Opake am Schwere-konzentrat (in Stück-%)	81	94	88	79	78	77	70	61	56	94	68	86	68	92	65	67	61	70	72	93	86	40			
Anteil des Schwere-konzentrates (Gew.-%)	1,8	0,1	0,5	1,3	5,0	3,1	1,5	0,5	0,7	0,4	1,9	0,5	1,1	2,2	0,4	2,5	4,0	1,3	0,8	0,7	1,2	3,1			

Tab. 2: Verteilung des Schwermineralgehaltes (in Stück-%)

Durch die gradierte Schichtung verändert sich innerhalb der einzelnen Grauwackenbänke nicht nur die Korngrößenverteilung sondern auch die petrographische Zusammensetzung. Diese schon erwähnte Tatsache gilt gleichermaßen für die Turbidit-Sedimentationsmodelle von BOUMA (1962) und RICCI-LUCCHI (1975). Um dennoch einen Vergleich der Ergebnisse, vor allem der quantitativen Untersuchungen zu ermöglichen, wurden nur mittelkörnige Proben mit einem Maximum der Korngrößenhäufigkeit zwischen 200 und 400 μ ausgewertet. Für die Verwendung mittelkörniger Proben sprechen vor allem ihre weite Verbreitung und ihre komplexe petrographische Zusammensetzung aus Einzelmineralen und Gesteinsfragmenten, die genügend Kriterien für die Untergliederung der verschiedenen Grauwacken liefern. Feinkörnige Grauwacken bestehen im wesentlichen aus Einzelmineralen (vgl. Ligurisches Tongriano, Probe A, Tab. 3 und Abb. 8). Gesteinsfragmente, die ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal darstellen, sind hier selten. Grobkörnige Grauwacken haben dagegen eine geringere Verbreitung. Für eine mikroskopische Bearbeitung wären wegen der Größe der Einzelkomponenten unverhältnismäßig große Probenmengen erforderlich gewesen.

Die petrographische Zusammensetzung der Proben wurde in den Dünnschliffen nach dem Punktzählverfahren (CHAYES & FAIRBRAIN 1951, CHAYES 1956) ermittelt. Dabei wurden pro Dünnschliff 1200 Punkte gezählt. Zusätzlich erfolgte eine gesonderte Zählung des Matrix- bzw. Zementanteils. Der Abstand zwischen zwei Zählpunkten betrug 300 μ . Da die Grauwacken auch Komponenten > 300 μ enthalten, wurden einige der Komponenten bei der Anwendung dieser Punktzählmethode mehrfach getroffen. In einer Voruntersuchung wurde allerdings festgestellt, daß in den mittelkörnigen Grauwacken durchschnittlich 115 Punkte auf 100 verschiedene Komponenten entfallen. Nach KALSBECK (1969) müssen demnach zur Erfassung von 1000 Komponenten 1200 Punkte gezählt werden. Die Gehalte der einzelnen Komponenten wurden in Vol.-% angegeben (Abb. 3, 4 und Tab. 3). Die Korngrößenverteilungen in den ausgezählten Proben beruhen auf Messungen der größten Korndurchmesser von 500 Einzelkomponenten entlang mehrerer paralleler Meßlinien. Kornschnitte $\leq 20 \mu$ wurden nicht gemessen. Ihr Anteil wurde aus der Punktzählung übernommen. Die Kornzurundung wurde halbquantitativ mit Hilfe von Schautafeln ermittelt.

In den Schwermineralpräparaten wurden mindestens 300 nicht opake Minerale ausgezählt. Chlorite und Opake wurden gesondert erfaßt, um den %-Anteil der "echten" Schwerminerale am Schwerekonzentrat feststellen zu können.

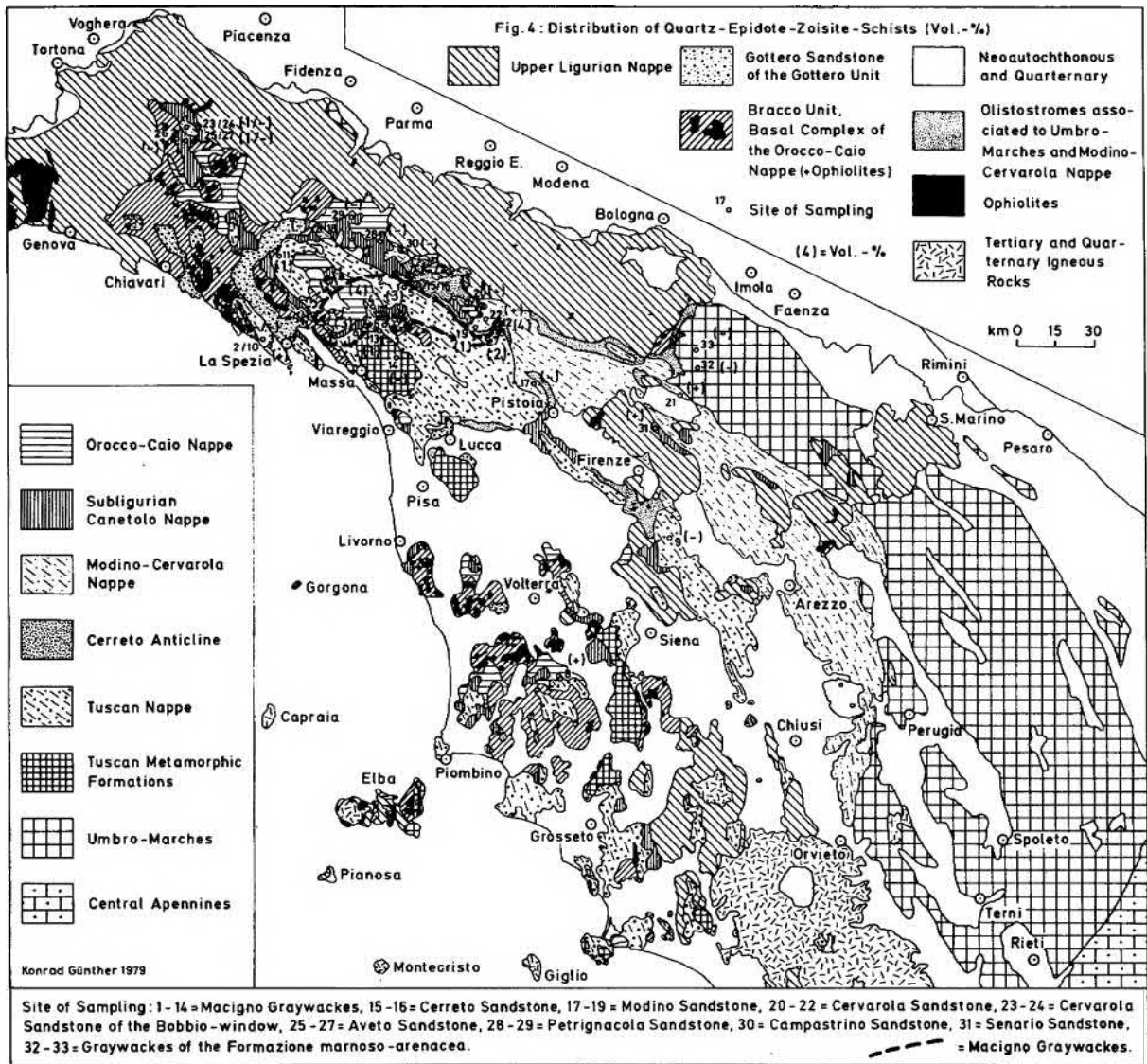


Abb. 4: Verteilung der Quarz-Epidot-Zoisit-Schiefer (in Vol.-%)

3. MIKROSKOPISCHER BEFUND

a) Beschreibung der Komponenten

Die Zuordnung der Komponenten zu den verschiedenen Gesteinstypen erfolgte aufgrund des Mineralbestandes und des Gefüges. Daß es sich dabei lediglich um eine grobe Ansprache handelt, liegt z.T. an der Kleinheit der Partikel und z.T. an der mehrdeutigen Mineralzusammensetzung mancher Gesteinsbruchstücke. Außerdem sind subjektive Einflüsse bei derartigen Untersuchungen nie völlig auszuschließen.

Die Feldspatbestimmungen beruhen auf Messungen der Lichtbrechung und der Auslöschungsschiefe.

Die untersuchten Grauwackes setzen sich aus folgenden Komponenten zusammen:

Einzelminerale

Quarz, normal und undulös auslöschend und kataklastisch, häufig mit Flüssigkeits- und/oder Mineraleinschlüssen.

Feldspat, Perthite, Mikrokline, Plagioklase (An-Gehalt max. 10), zonierte Plagioklase mit höheren An-Gehalten im Kern. Ein großer Teil der Feldspäte ist mehr oder weniger stark serizitisiert, chloritisiert oder karbonatisiert.

Chlorit, Mg-Fe- und Fe-Chlorite

Glimmer, Muskovit und Biotit

Opake Minerale, Erz und organisch-kohlige Substanzen

Limonit

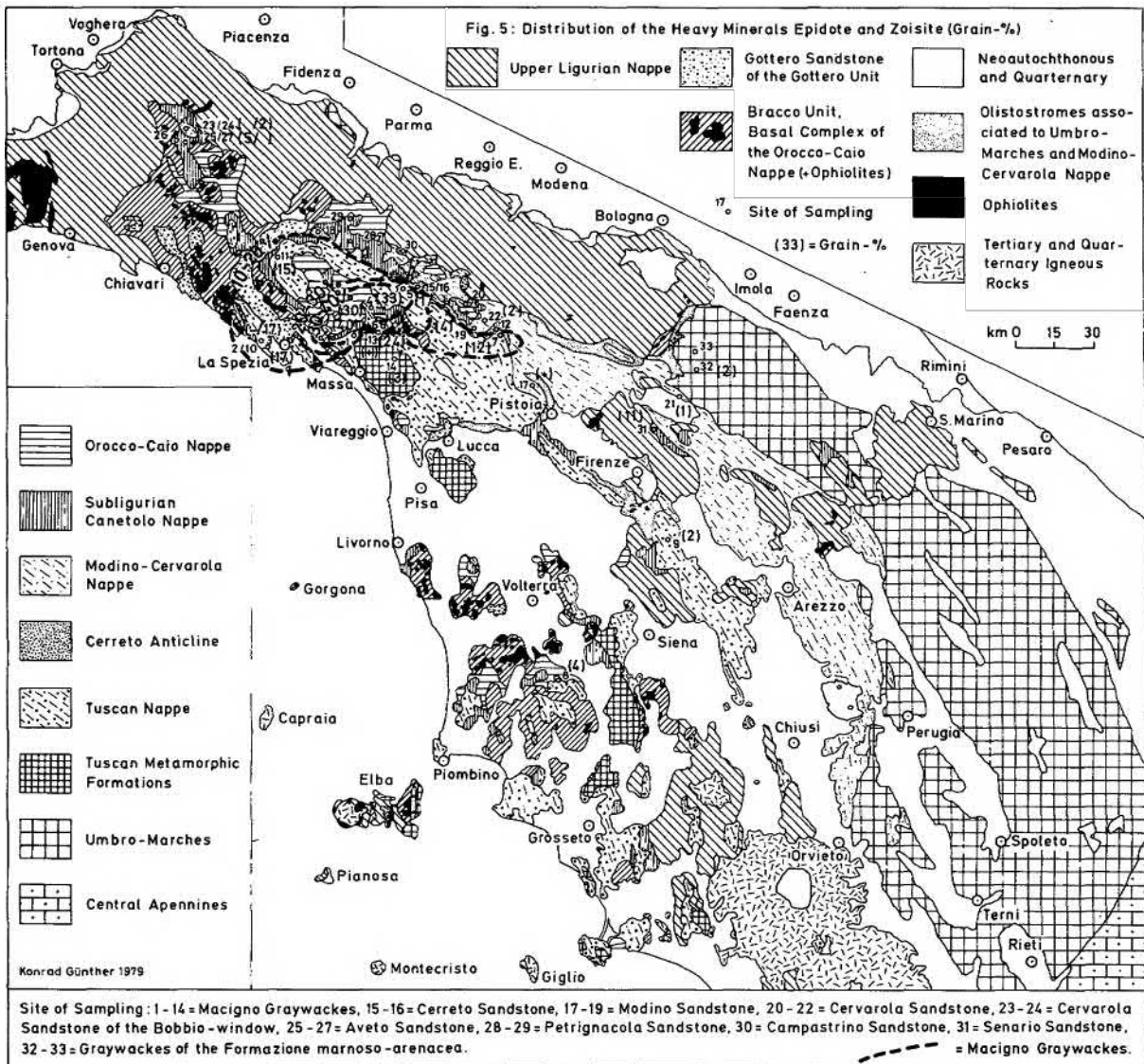


Abb. 5: Verteilung der Schwerminerale Epidot und Zoisit (in Stück-%)

Schwerminerale, Granat, Epidot-Zoisit, Pyroxen, Turmalin, Andalusit, Zirkon

Gesteinsfragmente

1) Metamorphite

Quarzite, z.T. mit Chlorit und/oder Glimmer

Kristalline Schiefer, mit ausgelängten Quarzkristallen und Paralleltexur: Chlorit-Glimmerschiefer, Quarz-Glimmerschiefer, z.T. mit Epidot, Zoisit, Feldspat, Chlorit und/oder Granat, z.T. mylonitisiert

Chlorit-Serpentin-Schiefer, z.T. vererzt

Serpentinite, z.T. Maschenstruktur

2) Magmatite

Saure Plutonite, mit Quarz, Feldspat und Glimmer, regellos körnig

Saure Vulkanite, mit porphyrischem Gefüge, z.T. mit Quarz- und Feldspateinsprenglingen

Quarzarme bzw. -freie Vulkanite, mit fluidalem oder ophitischem Gefüge, bestehend aus Plagioklas, Chlorit und Pyroxen

3) Sedimentite

Kieselschiefer, Tonschiefer, Sandsteine, Kalksteine, karbonatische Fossilreste.

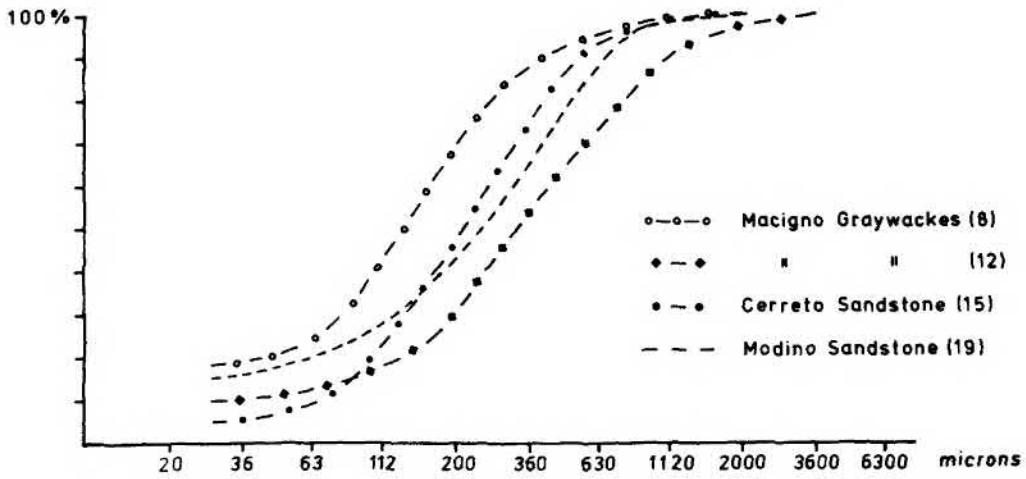


Abb. 6: Korngrößenverteilung der Macigno-, Cerreto- und Modino-Grauwaren.

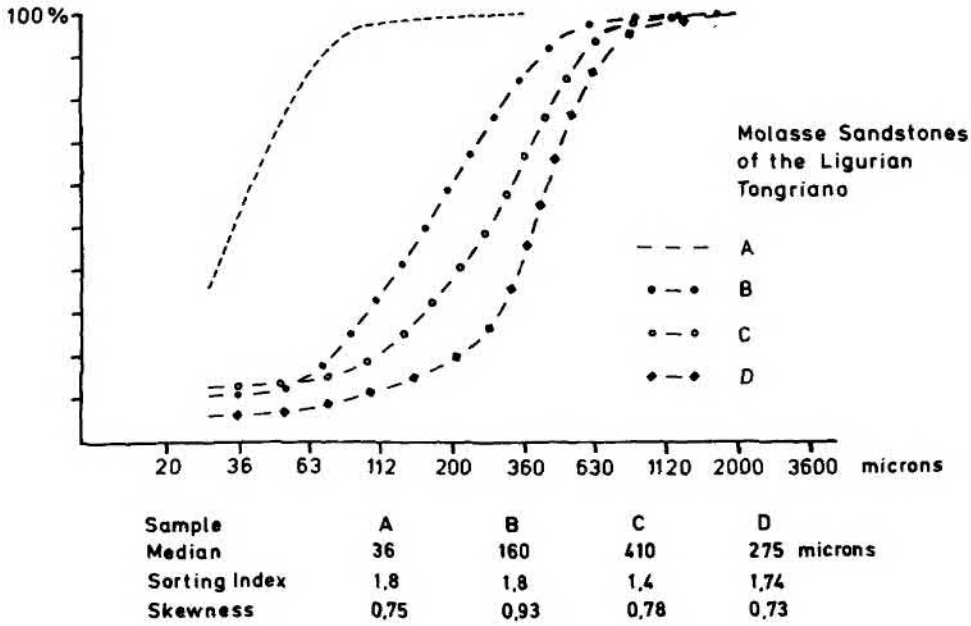


Abb. 7: Korngrößenverteilung der Cervarola-, Bobbio-, Aveto-Sandsteine und der Formazione marnoso-arenacea.

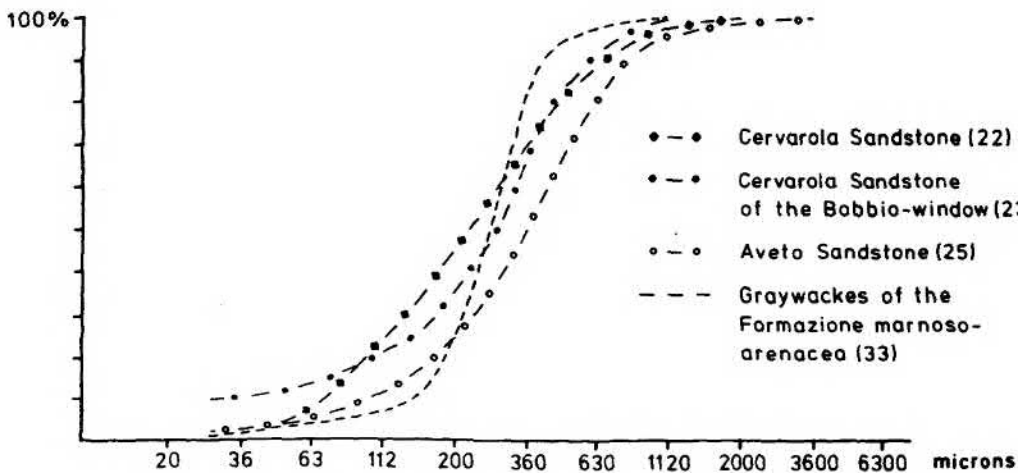


Abb. 8: Korngrößenverteilung der Molasse-Sandsteine des Ligurischen Tongriano.

Tab. 3

Tongriano
Quantitative petrographische Zusammensetzung
(Angaben in Vol.-%)

	Probe A	Probe B	Probe C	Probe D
Quarz	23,0	16,0	6,5	8,3
Feldsp. verzw.	0,6	0,6	0,7	1,2
" unverzw.	1,7	3,8	2,9	3,8
Mikroklin			0,3	0,1
Biotit	0,6	0,2	0,2	
Chlorit	9,7	0,8	1,2	0,3
Opake	6,9	1,3	0,6	0,9
Granat	0,2	2,0	0,4	0,1
Epidot		0,3	0,1	0,2
Zoisit	0,5	1,1	0,2	0,8
Pyroxen		0,6	1,6	1,3
Glaukophan		0,2		
?Spinell		0,1		
Metamorphite †	14,4	46,8	58,5	56,0
Saure Pl. u. V.		0,9	8,4	3,7
Bas. Vulkanite		0,3	0,4	0,5
Sedimentite		14,0	8,3	7,1
Fossilreste	1,3	0,6	3,1	2,7
Unbestimmb.	1,3			
Matrix	23,9	9,8	5,7	
Karbonatzement	15,9	0,6	0,9	13,0
	100,0	100,0	100,0	100,0

† Hellglimmer-Einzelminerale und Glimmer-Schiefer-Fragmente wurden wegen ihrer Ähnlichkeit zusammengefaßt und bei den Metamorphiten eingeordnet

Tab. 4 Median-Wert (Q_2), Sortierungsgrad ($\sqrt{Q_3/Q_1}$)
und Schiefe ($\sqrt{Q_1 \times Q_3/Q_2^2}$) der mittelkörnigen Grauwacken

Stratigraphische Zuordnung	Macigno-Grauwacken							
	Proben-Nr.	1	2	3	4	5	6	7
Median-Wert in		195	220	180	310	215	290	230
Sortierungsgrad		2,0	1,78	1,81	2,06	2,0	1,77	1,65
Schiefe		0,92	1,22	0,86	0,86	0,92	0,85	0,90
Stratigraphische Zuordnung	Macigno-Grauwacken							
	Proben-Nr.	8	9	10	11	12	13	14
Median-Wert in		135	205	200	250	310	230	230
Sortierungsgrad		1,81	1,59	1,68	1,48	1,99	1,53	1,69
Schiefe		0,90	1,04	0,92	0,92	1,09	0,97	1,03
Stratigraphische Zuordnung	Cerreto-		Modino-Sandsteine					
	Proben-Nr.	15	16	17	18	19		
Median-Wert in		210	310	250	470	250		
Sortierungsgrad		1,79	2,24	1,75	1,86	2,23		
Schiefe		0,98	1,01	0,91	0,79	0,82		
Stratigraphische Zuordnung	Cervarola-		Bobbio-Sandsteine					
	Proben-Nr.	20	21	22	23	24		
Median-Wert in		220	150	230	280	170		
Sortierungsgrad		2,0	1,68	1,79	1,67	1,07		
Schiefe		1,0	0,95	0,90	0,89	0,85		
Stratigraphische Zuordnung	Aveto		Campa- Sena- Petrignacola strino rio					
	Proben-Nr.	25	26	27	28	29	30	31
Median-Wert in		380	205	380	350	330	290	420
Sortierungsgrad		1,67	1,58	1,55	1,83	1,48	1,75	1,87
Schiefe		0,83	0,92	0,90	0,89	0,89	1,02	0,89
Stratigraphische Zuordnung	Formazione marnoso-arenacea							
	Proben-Nr.	32	33					
Median-Wert in		170	260					
Sortierungsgrad		1,70	1,32					
Schiefe		0,90	1,01					

Die Komponenten liegen entweder in einer fein- bis kryptokristallinen ($\leq 20 \mu$) Matrix oder sind durch Karbonatzement verkittet. Nach röntgenographischen Untersuchungen besteht die Matrix vorwiegend aus Muskovit/Illit, Mg-Fe- und Fe-Chloriten. Unterschiedliche Mikrogefüge lassen erkennen, daß sich die Bildung der Matrix nicht auf einen einheitlichen Prozess zurückführen läßt. Neben primär detritischen Anteilen treten Umwandlungsprodukte und sekundäre Bildungen auf. Sehr häufig ist die Verdrängung von Quarz und Feldspat durch Chlorit zu beobachten. Deutlich erkennbar ist auch die Chloritbildung auf Kosten von Biotit. Sichere diagenetische Neubildungen sind die Chlorite, die in feinen Klüften und als fiederförmige Umwachsungen anderer Komponenten auftreten.

In der Mehrzahl der untersuchten Proben findet sich Karbonat in unterschiedlicher Häufigkeit. Röntgenographisch konnten Kalzit, Ankerit und Dolomit nachgewiesen werden. Nach Dünnschliffbeobachtungen entsteht ein geringer Teil des Karbonats beim Abbau der Feldspäte. Als Karbonatlieferanten sind auch die in fast allen Grauwacken vorkommenden Fossilreste anzunehmen. Vorwiegend tritt Karbonat jedoch in mikritischer bis spätiger Ausbildung als Bindemittel auf. Ob es sich um primäre oder sekundäre Bildungen handelt ist wegen der teilweise starken Umkristallisation nicht eindeutig zu beantworten. Gewisse Hinweise liefert die Packungsdichte der nichtkarbonatischen Komponenten: Offensichtlich sind bei der Sedimentation Kalksteingerölle abgelagert worden, die durch die Umkristallisation heute nicht mehr erkennbar sind. Palisadenartige Aufwachsungen auf Kalksteinfragmenten sind sicher diagenetischen Ursprungs. Die randlich oder entlang von Sprüngen oder Spaltrissen auftretende Karbonatisierung detritischer Komponenten, die zu einer Verwischung der Korngrenzen führt, fand offensichtlich ebenfalls während der Diagenese statt.

Neben der Karbonatisierung und den Um- und Neubildungen in der Matrix machen vor allem die Serizitisierung der Feldspäte und die Chloritisierung der Biotite und Pyroxene deutlich, daß diagenetische Prozesse bei der Ausbildung des heutigen Gefügebildes der Grauwacken eine bedeutende Rolle gespielt haben.

b) Ergebnisse der Auszählungen

Nach Durchsicht aller Dünnschliffe und Schwermineralpräparate zeigte es sich, daß alle erwähnten Komponenten in allen untersuchten Grauwacken - wenn auch in unterschiedlicher Verteilung - vorhanden sind (Tab. 1 und 3). Dieses Ergebnis trifft nicht für die Serpentinite und serpentinhaltigen Gesteine zu, die allerdings nur in den Molasse-Sandsteinen des Ligurischen Tongriano auftreten.

In den Proben 25-31 (Tab. 1), die aus den Aveto-Petrignacola-Campastrino- und Senario-Sandsteinen stammen, welche Ligurischen Ursprungs sind, fallen bemerkenswert hohe Gehalte an quarzarmen, bzw. -freien Vulkanitfragmenten auf. Bruchstücke des gleichen Gesteinstyps finden sich, wenn auch in weit geringerer Menge, in allen übrigen Proben ebenfalls.

Cerreto-, Modino- und Bobbio-Sandsteine sowie Teile des Cervarola-Sandsteins (Probe 20) unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung nicht signifikant von den Macigno-Grauwacken der Toskanischen Decke. Im Macigno fallen jedoch besonders Bruchstücke von Quarz-Chlorit-Epidot-Zoisit-Schiefern auf, die in dieser Serie eine deutliche Vormacht besitzen (Abb. 4). Diese Tatsache macht sich ebenfalls in der Schwermineralführung bemerkbar (s.u.). Die Proben 21 und 22 aus dem Cervarola-Sandstein ähneln wegen ihres hohen Zementanteils des Sandsteinen der Formazione marnoso-arenacea (Proben 32-33).

Die Molasse-Sandsteine des Ligurischen Tongriano (Tab. 3), die zu Vergleichszwecken analysiert wurden, unterscheiden sich durch das Auftreten von Serpentiniten und serpentinführenden Gesteinsfragmenten dagegen deutlich von den Flysch-Grauwacken.

Die Proben 13 und 14, die aus den Metagrauwacken des sog. Pseudomacigno der Apuaner Alpen stammen, treten lediglich durch einen erhöhten Metamorphitgehalt hervor. Da der Pseudomacigno durch seine metamorphe Überprägung deutlich paralleltexturiert ist und die Komponenten eng verzahnt sind, ließen sich bei der Zählung primär nicht metamorphe und primär metamorphe Komponenten nicht immer eindeutig unterscheiden, so daß eine Überschätzung des Metamorphitanteils nicht auszuschließen ist.

Die Verteilung der Schwerminerale (Tab. 2, Abb. 5) zeigt ein deutliches Überwiegen des Epidot-Zoisit-Anteils in den Macigno-Grauwacken der Toskanischen Decke.

c) Korngrößenverteilung

In allen untersuchten Proben zeigt die Korngrößenverteilung eine gute Obereinstimmung (Tab. 4, Abb. 6, 7 und 8). Von den mittelkörnigen Grauwacken wird ein Korngrößenbereich erfaßt, der vom Ton bis zum Feinkies

reicht. Die maximale Korngröße liegt bei 3560 μ . Der Anteil der Komponenten $\leq 20 \mu$ schwankt zwischen 0 und 17 Vol.-%. Dieser Bereich wurde nicht weiter untergliedert, weil die Messungen wegen der geringen Größe der Komponenten zu ungenau werden. Zudem muß in diesem Bereich mit beträchtlichen diagenetischen Veränderungen gerechnet werden, die die ursprüngliche Korngrößenverteilung sicher nicht unwesentlich modifiziert haben.

Die Medianwerte der untersuchten Proben liegen zwischen 36 μ , 135 μ und 470 μ , die Sortierungsgrade zwischen 1,07 und 2,24 (Tab. 4, Abb. 8).

Aus der petrographischen Zusammensetzung und den Sortierungsgraden geht deutlich hervor, daß die untersuchten Grauwacken schlecht klassierte und schlecht sortierte Sedimentgesteine sind. Die Schiefe, die überwiegend < 1 ist, macht deutlich, daß die gröbere Fraktion besser sortiert ist als die feine.

In den Proben aus dem Ligurischen Tongriano (Tab. 3, Abb. 8) ist klar zu erkennen, daß sich innerhalb einer gradiert geschichteten Bank mit der Korngröße auch die petrographische Zusammensetzung ändert. Obwohl die Korngrenzen der detritischen Komponenten und die Kornkontakte durch Chloritisierung, Karbonatisierung und Serizitisierung z.T. erheblich verändert wurden, läßt sich aus dem Gefüge ein bereits bei der Ablagerung weitgehend geschlossenes Korngerüst ableiten.

d) Kornrundung

Für die mittelkörnigen Grauwacken ergibt sich eine mittlere Rundung von 1,5. Sie liegt damit zwischen angular und subangular. Bei der Untersuchung blieben die Körner $\leq 20 \mu$ unberücksichtigt.

Die Rundung der Komponenten wurde anhand der Vergleichstafeln von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN (MÜLLER 1964) ermittelt.

Die Anwendung genauerer Meßmethoden bei der Bestimmung der Kornrundung erschien wenig sinnvoll, da die ursprünglichen Kornumrisse durch diagenetische Um- und Neubildungen z.T. erheblich verändert worden sind. Generell ist Quarz besser gerundet als Feldspat. Bei den Gesteinsbruchstücken wiesen die quarzarmen bzw. -freien Vulkanite immer einen schlechteren Rundungsgrad auf als alle übrigen Fragmente.

4. INTERPRETATION DER MIKROSKOPISCHEN BEFUNDE

Obwohl die Anzahl der beprobten Lokalitäten im Verhältnis zur Weiträumigkeit des Untersuchungsgebietes relativ klein und die stratigraphische Einordnung einiger Proben sowie ihre Zuordnung zu den einzelnen tektonischen Einheiten nicht eindeutig gesichert ist, soll dennoch versucht werden, aus dem vorliegenden Datenmaterial eine paläogeographische Interpretation abzuleiten.

Generell ist für alle untersuchten Grauwacken ein petrographisch relativ einheitlich aufgebautes Liefergebiet anzunehmen. Aus dem Auftreten und der Verteilung bestimmter Gesteinsfragmente und Minerale lassen sich Tendenzen ableiten, die eine Rekonstruktion der ursprünglichen Ablagerungsräume in gewissen Grenzen ermöglichen.

Innerhalb der Aveto-Petrignacola-Campastrino-Senario-Sandsteine, die sämtlich der Subligurischen Kalk-Ton-Einheit (Canetolo-Decke) zuzuordnen sind, zeigen die hohen Gehalte an quarzfreien, bzw. -armen Vulkaniten, daß für alle ein gemeinsames Liefergebiet angenommen werden muß. Die geringen Gehalte in den Proben 27 und 29 (Tab. 1 und Abb. 3) aus denselben Serien könnten auf mehr oder weniger gleichzeitig wirksame, allerdings räumlich getrennte Liefergebiete oder auf Altersunterschiede (Nachlassen der vulkanischen Aktivität?) hindeuten.

Der Tongriano-Sandstein, das einzige untersuchte Molasse-Sediment, unterscheidet sich von den hauptsächlich bearbeiteten Flysch-Grauwacken durch das Auftreten von Serpentinfragmenten und serpentinitführenden Gesteinsbruchstücken. Vermutlich wurde erst während seiner Sedimentation ein serpentinitlieferndes Abtragungsgebiet (Gruppe von Voltri, Bracco-Schwelle?, vgl. Abb. 1) wirksam. Ob dieses Unterscheidungskriterium auch für die anderen Molasse-Sandsteine des Nordapennins, vor allem für die bekannten Intramontan-Molassen gilt, wird z.Zt. an weiteren Proben überprüft.

Die Proben 21 und 22 aus dem Cervarola-Sandstein (Tab. 1 und Abb. 3) ähneln wegen des hohen Zementanteils den Sandsteinen der Formazione marnoso-arenacea. Während ihrer Ablagerung müssen im Liefergebiet in starkem Maße karbonatreiche Serien von der Abtragung erfaßt worden sein. Offensichtlich stellen Teile des Cervarola-Sandsteins das Bindeglied zwischen den karbonatfreien Grauwacken des lithisch-feldspathaltigen Typus und der

kalkigen Formazione marnoso-arenacea dar.

Quarzarme, bzw. -freie Vulkanite, wie sie in den Ligurischen Sandsteinen auftreten, finden sich untergeordnet auch im Macigno-, Cerreto-, Modino- und Cervarola-Sandstein sowie in der Formazione marnoso-arenacea.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß in einem NW-SE verlaufenden Gebietsstreifen am SW-Rand des heutigen Verbreitungsgebietes der Macigno-Grauwacken erhöhte Gehalte an Fragmenten dieses Gesteinstypus auftreten (Abb. 3). Offensichtlich war die ursprüngliche Entfernung von den Ablagerungsgebieten der Ligurischen Sandsteine zu den Ablagerungsräumen des Macigno der Toskanischen Decke geringer als die zu den Sedimentationsgebieten der anderen Grauwacken; Ligurische Sandsteine und Macigno-Grauwacken wurden in relativ enger Nachbarschaft sedimentiert. Diese Schlußfolgerung gilt auch, wenn man während der Orogenese eine Umlagerung von ligurischem Material in den Macigno-Trog annimmt.

Aus dem Erhaltungszustand der Gesteinsfragmente läßt sich allerdings eine derartige Umlagerung nicht ableiten.

Die Verteilung der Quarz-Epidot-Zoisit-Schiefer (Tab. 1) und die von Epidot und Zoisit in den Schwermineralpräparaten (Tab. 2, Abb. 4 und 5) sprechen ebenfalls für eine derartige Anordnung der Sedimentationsgebiete. Auch hier treten die höchsten Gehalte im Macigno auf, niedrigere finden sich in den Ligurischen Sandsteinen und die geringsten erscheinen im Modino-, Cerreto-, Bobbio- und Cervarola-Sandstein. Bei den Ligurischen Sandsteinen muß beachtet werden, daß der Gehalt an Quarz-Epidot-Zoisit-Schiefern durch die hohen Gehalte an quarzarmen, bzw. -freien Vulkaniten stark unterdrückt wird.

5. SCHLUßFOLGERUNG

Die Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung der untersuchten Grauwackenserien des Nordapennins deuten darauf hin, daß die Sedimentationsgebiete, bezogen auf das Orogen von intern nach extern, ursprünglich wie folgt angeordnet waren:

- 1) Ligurische Grauwacken (Aveto-Petrignacola-Campastrino-Senario-Sandsteine);
- 2) Macigno-Grauwacken der Toskanischen Decke;
- 3) Modino-Grauwacken der Modino-Cervarola-Einheit;
- 4) Cerreto-Grauwacken der Cerreto-Antiklinale;
- 5) ? Metagrauwacken (Pseudomacigno) der autochthonen Apuaner Alpen;
- 6) Bobbio- und Cervarola-Sandsteine des lithisch-feldspathaltigen Typus der Modino-Cervarola-Einheit;
- 7) Cervarola-Sandstein des karbonatischen Typus der Modino-Cervarola-Einheit;
- 8) Sandsteine der Formazione marnoso-arenacea der Umbro-Marken.

6. LITERATURVERZEICHNIS

- BALDACCI, F., ELTER, P., GIANNINI, E., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1967): Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sulla interpretazione dei flysch tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale.- Mem. Soc. geol. Ital., 6, 2, 199-211, Pisa
- BOCCALETTI, M. & GUAZZONE, G. (1970): La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Apennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale.- Mem. Soc. geol. Ital., 9, 177-195, Pisa
- " (1972): Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco.- Mem. Soc. geol. Ital., 11, 201-216, Pisa
- " (1975): Plate Tectonics in the Mediterranean Region.- In: Geology of Italy, C.H. SQUIRES (Ed.), Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Rep., 143-163, Tripoli
- BOCCALETTI, M., ELTER, P. & GUAZZONE, G. (1971): Polarità strutturali delle Alpi e dell'Apennino Settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione Nord-Tirrenica.- Mem. Soc. geol. Ital., 10, 371-378, Pisa
- BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P., SAGRI, M. & SESTINI, G. (1970): The Miogeosynclinal Sequences.- In: Development of the Northern Apennines Geosyncline, G. SESTINI (Ed.), Sediment. Geol., 4, 341-444 Amsterdam

- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some Flysch Deposits.- 168 S. (Elsevier), Amsterdam
- BURGER, H., GROSCURTH, J. & GONTER, K. (1975): Comparison of Tertiary Graywacke Sequences in the Northern Apennines and some Geodynamical and Palaeogeological Implications.- Rapp. Comm. int. Mer Médit., 23, 4a, 79-82, Monaco
- CHAYES, F. (1956): Petrographic Modal Analysis.- 113 S. (Wiley), New York
- CHAYES, F. & FAIRBRAIN, H.W. (1951): A Test of the Precision of Thin-section Analyses by Point Counter.- Am. Min. 36, 704-712, Menasha, Wisc.
- CHEN, P.A. (1968): A Modification of Sandstone Classification.- J. Sediment. Petrol., 38, 1, 54-60, Tulsa, Oklahoma
- CIPRIANI, C. (1958): Ricerche sui minerali costituenti le arenarie, 2. Sulla Composizione mineralogica della frazione sabbiosa di alcune arenarie "Macigno".- Atti. Soc. Toscana, Sci. nat. Ser. A, 65, 165-220, Pisa
- " (1961): Ricerche sulle arenarie III. La composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione del Macigno.- Periodico Mineral. 30,1, 23-59, Roma
- CIPRIANI, C. & MALESANI, P.G. (1963a): Ricerche sulle arenarie VII. La composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione Marnoso-arenacea.- Periodico Mineral., 32,2/3, 303-342
- " (1963b): Ricerche sulle arenarie VIII. Determinazioni microscopiche sulle arenarie delle formazioni del Macigno e Marnoso-arenacea.- Periodico Mineral., 32, 2/3, 343-385, Roma
- " (1964): Ricerche sulle arenarie 10. Distribuzione della dolomite in alcuni sedimenti del sottosuolo della pianura padana.- Accad. Naz. Lincei Rend. Cl. Sci. fis. mat, nat., 35, 351-364, Roma
- CIPRIANI, C., MALESANI, P.G. & MANETTI, P. (1964): Ricerche sulle arenarie 11. Le arenarie di Monghidoro.- Atti Soc. Toscana Sci. Lettere la Colombaria, 1-39, Pisa
- " (1965): Ricerche sulle arenarie 12. Determinazioni microscopiche sulle arenarie della "Formazione del Mugello".- Boll. Soc. geol. Ital., 84,4, 37-57, Roma
- FOLK, R.L. (1965): Petrology of Sedimentary Rocks.- 159 S. (Hemphill's), Austin, Texas
- GANDOLFI, G. & GAZZI, P. (1962): Sull' "uniformità" e sul significato della distribuzione dei minerali pesanti nel "Macigno".- Acta Geol. Alpina, 8, 433-442, Bologna
- GAZZI, P. (1963): Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella formazione di Monghidoro e della serie di Loiano (Apennino Bolognese).- Miner. Petrogr. Acta, 9, 79-95, Bologna
- " (1965a): On the Heavy Mineral Zones in the Geosyncline Series. Recent Studies in the Northern Apennines, Italy.- Journ. Sed. Petrology, 35, 109-115, Tulsa, Oklahoma
- " (1965b): I minerali pesanti nei flysch arenacei fra Monte Ramaceto e Monte Molinatico (Appennino Settentrionale).- Mineral. Petrogr. Acta, 11, 197-212, Bologna
- GAZZI, P. & GANDOLFI, G. (1963): Sulla distribuzione verticale dei minerali pesanti nella formazione marnoso-arenacea romagnola lungo la valle del Bidente.- Mineral. Petrogr. Acta, 9, 273-288, Bologna
- GIANINI, E., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): Osservazioni sul problema della falda toscana.- Boll. Soc. geol. Ital., 81,2, 17-98, Pisa
- KALSBECK, F. (1969): Note on the Reliability of Point Counter Analyses.- N. Jb. Mineral., Mh. 1969,1, 1-6 Stuttgart
- KRAMPE, K.-D. (1964): Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza.- Diss. Freie Univ., 161 S., Berlin
- MALESANI, P. (1966a): Ricerche sulle arenarie 14. La formazione di Sillano.- Boll. Soc. geol. Ital., 85, 371-402, Roma
- " (1966b): Ricerche sulle arenarie 15. L'Arenaria superiore.- Rend. Soc. Mineral. Ital., 22, 113-173, Milano
- " (1965): Tipo di estinzione del quarzo in alcune rocce eruttive e metamorfiche.- Rend. Soc. Mineral. Ital., 21, 189-205, Milano
- McBRIDE, E.F. (1963): A Classification of Common Sandstones.- J. Sediment. Petrol., 33, 664-669, Tulsa, Oklahoma

- MERLA, G. (1952): Geologia dell'Apennino settentrionale.- Boll. Soc. geol. Ital., 70,1 (1951), 95-382, Roma
- MEZZADRI, G. (1964a): Petrografia delle Arenarie di Ostia.- Rend. Soc. Mineral. Ital., 20, 193-220, Milano
- " (1964b): Petrografia di alcune arenarie dell'alto Appennino parmense.- Mem. Soc. geol. Ital., 4, 241-268, Bologna
- MOLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung.- 303 S. (Schweizerbart), Stuttgart
- REUTTER, K.-J. (1968): Die Tektonischen Einheiten des Nordapennins.- Ecl. geol. Helv., 61,1, 183-224, Basel
- REUTTER, K.-J. & GROSCURTH, J.(1978): The Pile of Nappes in the Northern Apennines, its Unravelment and Emplacement.- In: Alps, Apennines, Hellenides, H. CLOSS, D. ROEDER, K. SCHMIDT Eds., 234-243 (Schweizerbart), Stuttgart
- REUTTER, K.-J., GONTER, K. & GROSCURTH, J. (1978): An Approach to the Geodynamics of the Corsica-Northern Apennines Double Orogene.- In: Alps, Apennines, Hellenides, H. CLOSS, D. ROEDER, K. SCHMIDT Eds., 299-311, (Schweizerbart), Stuttgart
- RICCI-LUCCHI, F. (1975): Depositional Cycles in two Turbidite Formations of Northern Apennines (Italy).- J. Sediment. Petrol. 45,1, 3-43, Tulsa, Oklahoma
- SEELY, D.R., VAIL, P.R. & WALTON, G.G. (1974): Trench Slope Model.- In: The Geology of Continental Margins, C.A. BURK & C.L. DRAKE Eds., 249-283 (Springer), Berlin, Heidelberg, New York
- SESTINI, G. (1970): Flysch Fazies and Turbidite Sedimentology.- In: Development of the Northern Apennines Geosyncline, G. SESTINI Ed., Sediment. Geol., 4, 559-597, Amsterdam
- SIGNORINI, R. (1936): Determinazione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazioni arenacee dell'Apennino settentrionale.- Boll.Soc. geol. Ital., 55, 259-265, Roma
- WIJKERSLOOTH, P. DE (1934): Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas.- Geol. Inst. Amsterdam, 426 S., Amsterdam
- WUNDERLICH, H.G. (1966): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.- B.I. Hochschultaschenbücher, 339, 339a, 339b, 367 S., (Bibliographisches Institut), Mannheim

DIE NIVIONE STRUKTUR, EINE KLEINE OBEROLIGOZÄNE 'SEDIMENTARY RIDGE'
IM NORDWESTLICHEN APENNIN

von

HILLERT IBBEKEN⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Regionale Situation (Abb. 1)

Das interne synorogenetische Becken der Ranzano Formation wird extern gegen den toskanischen Faziesbereich von einer 'sedimentary ridge' abgegrenzt (REUTTER & GROSSCURTH 1978), die als Produkt einer krustenverkürzenden Subduktionstektonik interpretiert wird. Flache Ausläufer der Subduktionszone beeinflussen aber auch das Ranzano Becken selbst, dessen ligurische Unterlage zerschert und, von Mélangebildung begleitet, die Nivione Struktur faltet und aufstaucht, eine kleine 'sedimentary ridge' im internen Beckenrandbereich.

Tektonik (Abb. 2)

Die Nivione Struktur ist eine W-E-streichende Mulde der Ranzano Formation, deren nördlicher Muldenflügel abgerissen ist und lokal von Mélangekörpern begleitet wird. Die Struktur erfuhr eine Einengung um mindestens 1,5 km entsprechend 50 %.

Submarines Relief (Abb. 3, 4, 7, 8)

Durch die praktisch unmittelbar unter dem damaligen Meeresboden ablaufende Faltung, Störungsbewegung und Mélangebildung wurde ein mindestens 60 m hoher, 10^0 steiler und 7 km langer Hang gebildet. Dieser Hang stellt wahrscheinlich nur den erhaltenen Teil des Südhanges einer sehr viel größeren, um 200 m hohen Struktur dar.

Auffüllung des submarinen Reliefs (Abb. 3, 4, 7, 8)

Der Hang wurde von einer turbiditischen Wechselformation von Sandsteinen und Tonsteinen aufgefüllt. Die überwiegend hangparallel geflossenen 'turbidity currents' keilen seitlich säuberlich gegen den Hang aus. Die Lage der basalen Diskordanzflächen der sandigen Turbidite zeigt, daß auch die pelitischen Schichten turbiditisch sedimentiert wurden, also praktisch keine 'background' Sedimentation stattfand. Lithologisch handelt es sich um metamorphitreiche lithische Arenite und Grauwacken.

Datierung

Die Bildung der 'sedimentary ridge' begann in der unteren Nannoplanktonzone NP 25 (26 mio Jahre), die Struktur war, im erhaltenen Teil, spätestens nach 2 mio Jahren am Ende der NP 25 aufgefüllt (24 mio Jahre). Die subduktionsinduzierte Tektonik war damit lokal, in diesem westlichen, internen Teil des Ranzano Beckens, bereits im Oberoligozän beendet.

⁺ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Hillert Ibbeken, Institut für Geologie der FU Berlin,
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34 A

SUMMARY

Geological setting (Fig. 1)

The internal synorogenic basin of the Ranzano Formation is separated externally from the Tuscan facies region by a sedimentary ridge. This sedimentary ridge is interpreted as the product of crustal shortening due to subduction tectonics (REUTTER & GROSSCURTH 1978). The entire Ranzano basin, itself, is influenced by the movements of the almost flat lying branches of the subduction plane which shear off the deeper parts of the Ligurian basin. One of these branches is considered to have given rise to the folding of the Nivione structure and to have formed a small sedimentary ridge near the inner internal margin of the Ranzano basin, accompanied by *mélange* accumulations.

Tectonics (Fig. 2)

The Nivione structure is a W-E-striking syncline of the Ranzano Formation. The northern flank has been sheared off and replaced locally by *mélange* bodies. The structure is 1,5 km or 50 % shortened.

Submarine relief (Fig. 3, 4, 7, 8)

Folding, faulting and *mélange* forming processes immediately below the sea bed created a submarine slope at least 60 m high, 7 km long and 10° steep. This slope probably represents the remainder only of a southern slope of a much more pronounced relief (200 m).

The filling up of the submarine relief (Fig. 3, 4, 7, 8)

Turbiditic sedimentation of sandstones and silty shales eventually covered the slope. The sediments of the turbidites appear to have flowed more or less parallel to the slope surface and reveal a clearly lateral thinning out against the slope. The dip of the basal plain formed by the ends of the turbidites parallels the submarine slope thus indicating that the interbeds were formed by turbidity current activity, as well, implying a lack of background sedimentation. The sediment sequence is made up of lithic arenites and graywackes, with metamorphic material as chief rock fragments.

Dating

The formation of the sedimentary ridge began in the lower nannoplancton zone NP 25 (26 m. y.), the structure was filled up, in its preserved parts, within a 2 m. y. period, 24 m. y. ago. So the subduction-induced tectonic activity in this western, inner part of the Ranzano Basin had been completed, at least locally, by the end of the U. Oligocene.

RIASSUNTO

Situazione regionale (fig. 1)

Il bacino sinorogenetico interno della Formazione di Ranzano, è delimitato esternamente, verso la zona della facies toscana, da una 'sedimentary ridge' la quale è interpretata come prodotto di una tettonica di subduzione (REUTTER & GROSSCURTH 1978), con conseguente restrizione della crosta. Diramazioni poco inclinati della zona di subduzione influenzeranno anche lo stesso bacino di Ranzano causando un 'cisaillement' del basamento ligure e il corrugamento e la compressione della struttura di Nivione, nella quale sono intercalate anche formazioni di *mélange*, formando, così, una piccola 'sedimentary ridge' ai margini del bacino interno.

Tettonica (fig. 2)

La struttura di Nivione è una sinclinale, di direzione W-E, della Formazione di Ranzano, il cui fianco settentrionale è scollato e, localmente, accompagnato da corpi di *mélange*. Questa struttura ha sofferto una compressione di almeno 1,5 km, corrispondenti al 50 %.

Rilievo sottomarino (fig. 3, 4, 7, 8)

Attraverso il corrugamento prodottosi, in pratica, immediatamente al di sotto dell'allora fondo marino, accompagnato da movimenti di faglia e formazione di mélange, si formò un pendio di almeno 60 m di altezza, con una pendenza di 10^0 e una larghezza di 7 km. Questo pendio rappresenta, probabilmente, solo il resto del pendio meridionale di una struttura molto più grande di, circa, 200 m di altezza.

Riempimento del rilievo sottomarino (fig. 3, 4, 7, 8)

Il pendio venne ricoperto da una sedimentazione torbiditica alternante di arenarie ed argille siltose. Le correnti di torbida che corsero, principalmente, parallele al pendio, terminano lateralmente a cono verso il pendio stesso, in modo netto. La posizione delle superfici discordanti di base delle torbiditi arenacee, mostrano che anche gli strati pelitici furono sedimentati in modo torbiditico, cioè non vi fu, praticamente, alcuna sedimentazione tipo 'background'. Litologicamente si tratta di arenarie e grovacche litiche ricche di componenti metamorfiche.

Datazione

La formazione della 'sedimentary ridge' ebbe inizio nella zona nannoplancton NP 25 inferiore (26 milioni di anni). La struttura fu, nella sua parte conservata, ricoperta, al più tardi, dopo 2 milioni di anni, cioè alla fine della NP 25 (24 milioni di anni). La tettonica causata dalla subduzione fu, dunque, di carattere locale e, in questa parte occidentale ed interna del bacino di Ranzano, essa si concluse nell'Oligocene superiore.

EINLEITUNG

Der wechselseitige Vergleich rezenter und fossiler Faziesmodelle zeigt, daß der Spruch 'the present is the key to the past' ein Weg ist, der auch in entgegengesetzter Richtung gut begangen werden kann. Als Beispiel sei hier die Turbiditanalyse von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) aus dem Nordapennin und die 'Sedimentation in submarine Canyons, Fans and Trenches', herausgegeben von STANLEY & KELLING (1978), genannt.

Die Nivione Struktur, 20 min von der Autobahn Genua-Mailand, Abfahrt Tortona entfernt in einer der ursprünglichsten und wirklich lieblichsten Gegenden des Nordapennin gelegen, zeigt in zwei Großaufschlüssen (Abb. 3 und 4) extrem flache submarine Tektonik und Mélangebildung, Aufstauchung eines submarinen Reliefs und eine turbiditische Sedimentation, die dieses Relief am Ende wieder verhüllt.

Was im Bereich heutiger Meeresforschung nur mit immensem technischen und finanziellen Aufwand zu bearbeiten wäre, liegt hier für jederman, und spätestens seit SACCO (1889) auch für den geologischen Sachverstand, offen zu Tage.

Die regionale Situation

Tiefste aufgeschlossene Einheiten der näheren Umgebung der Nivione Struktur sind der Antola Alberese im Süden und die Scabiazza Formation als Liegendes des Cassio Alberese im Norden, voneinander getrennt durch die Linie Villavernia Bobbio (Lageskizze, Abb. 2). Das nördliche Unterlager erweist sich damit als stärker gehoben und tiefer exponiert. Beide Unterlager wurden im unteren bis mittleren Eozän gefaltet, gehoben und erodiert und tektonisch miteinander in Kontakt gebracht. Ab Obereozän wurden sie von Piano Mergeln und danach der Ranzano Formation diskordant überlagert. Die pelagischen Piano Mergel werden von GHIBAUDO & MUTTI (1973) in vergleichbaren, weiter östlich gelegenen Vorkommen als Hangsedimente gewertet, die turbiditische Ranzano Formation wird einem Fächersystem zugeordnet. Nach REUTTER & GROSSCURTH (1978) wird die Ranzano Formation in einem 'internal synorogenic basin' sedimentiert (Abb. 1), dessen südliche oder interne Grenze im hier behandelten Gebiet im Antola Gebiet zu sehen ist, während die externe Nordgrenze von einer 'sedimentary ridge' gebildet wird, die sich im Gebiet der externen Liguriden aufgestapelt hat (DICKINSON & SEELY 1979).

Diese 'sedimentary ridge' bildet die Grenze zu einem 'external synorogenic basin', in dem, auf toskanischer Unterlage, neben anderem der Macigno sedimentiert wird. Unterlage des internen Beckens sind die Antola- und Cassio Einheit, das heißt die inneren Liguriden mit Resten ihrer ozeanischen Basis.

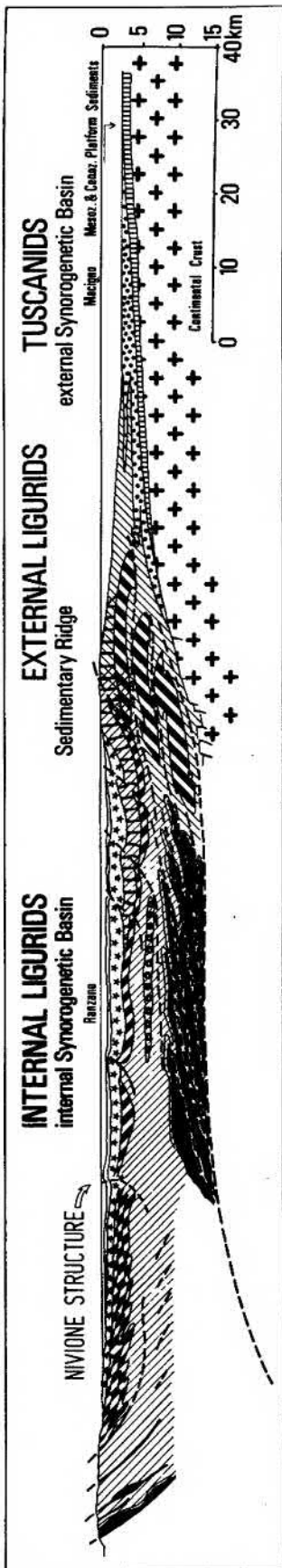


Abb. 1: Ausschnitt aus dem tektonischen Entwicklungsdiagramm des Nordapennin von REUTTER & GROSSCURTH (1978, Fig. 3, S. 240) und REUTTER (dieser Band) im Oligo-Miozän. Die flachliegenden Abzweigungen der Subduktionszone zerschneiden und verkürzen den Untergrund des internen orogenetischen Ranzanobeckens und führen so zur Bildung der Nivione Struktur und 'sedimentary ridge'. Die Lage der Einheiten im Profil ist schematisch.

Fig. 1: Tectonic evolution of the Northern Apennines in the Oligo-Miocene according to REUTTER & GROSSCURTH (1978, Fig. 3, p. 240), and REUTTER (this volume), slightly modified. The flat lying branches of the subduction zone shear and shorten the internal orogenetic basin. The schematic position of the Nivione structure and the sedimentary ridge is indicated.

Im Zuge der Krustenverkürzung entwickelten sich flache Abzweigungen der Subduktionsfläche, an denen entlang die ligurischen Einheiten abscherten. Es liegt nahe, die Linie Villavernia Bobbio unmittelbar im Norden der Nivione Struktur mehr oder weniger direkt einer derartigen Bewegungsfläche zuzuordnen und die Faltung der Nivione Struktur ursächlich damit zu verbinden.

Piano Mergel und Ranzano Formation werden von MUTTI & RICCI LUCCHI wie gesagt als Hang- und Fächersedimente interpretiert.

Dieses Bild läßt sich nur bedingt auf die Ranzano Formation im Bereich der Nivione Struktur übertragen. Im Gegensatz zum östlichen Nordapennin geht hier die Ranzano Formation kontinuierlich in die Basisserien der Poebenenfüllung, des piemontesischen Tertiärbeckens über, die von jedermann als diskordante Flachwasserbildung vom Molassetyp akzeptiert werden. Auch wenn diese verschiedenen Sedimente nicht genau gleichaltrig sind, sondern in weiten Fluktuationen transgredieren und wechselnden Spendern zugeordnet werden müssen (IBBEKEN 1970), ist die Ranzano Formation im nordwestlichen Nordapennin unter wesentlich flacheren und differenzierteren Bedingungen sedimentiert worden als ihre östlichen Äquivalente.

Entscheidend ist, daß diese insgesamt sehr differenzierten Verhältnisse im internen synorogenen Becken der Ranzano Formation danach, im Oberoligozän, einheitlich in die Sedimentation der Nivione Mergel münden, das sind Tone, Mergel und Siltsteine ohne nennenswerte Sandanteile (IBBEKEN 1970, S. 77). Die Spender der turbiditischen Grauwacken und Konglomerate der Ranzano Formation und der piemontesischen Molasse von Bologna bis nördlich der Gruppe von Voltri beendeten also alle im Oberoligozän ihre Schüttung, weil sie entweder transgrediert wurden oder das Ranzano Becken aus welchen Gründen auch immer nicht mehr erreichten.

Nach der einheitlichen Geosynklinal- und Tiefseephase der Antola-Cassio Einheit in der Oberkreide und der sehr differenzierten Entwicklung ihrer Hangendserie, Piano Mergel und Ranzano Formation in Obereozän und Oligozän, stellen sich jetzt, im Oberoligozän, mit den Nivione Mergeln wieder sehr einheitliche Verhältnisse her. Da das Ranzano-Meer an seinem Süd- oder besser Internrand sicher transgressiv war, dürfte es zu diesem Zeitpunkt seine größte Ausdehnung erreicht haben, gleichbedeutend mit der größten Absenkung zumindest dieser südlichen Randgebiete.

Gegen Ende der Nivione Mergel Sedimentation, im späten Oberoligozän, ist diese Zeit der relativen Ruhe vorüber und die Ausbildung der Nivione Struktur beginnt. Gleichzeitig setzt im ganzen Nordapennin wieder eine lebhaftere Faziesdifferenzierung ein, z.B. Montada und Areaa Formation oder Arenaria di Bismantova (IBBEKEN 1970, S. 79) mit deutlicher Tendenz zu Bil-

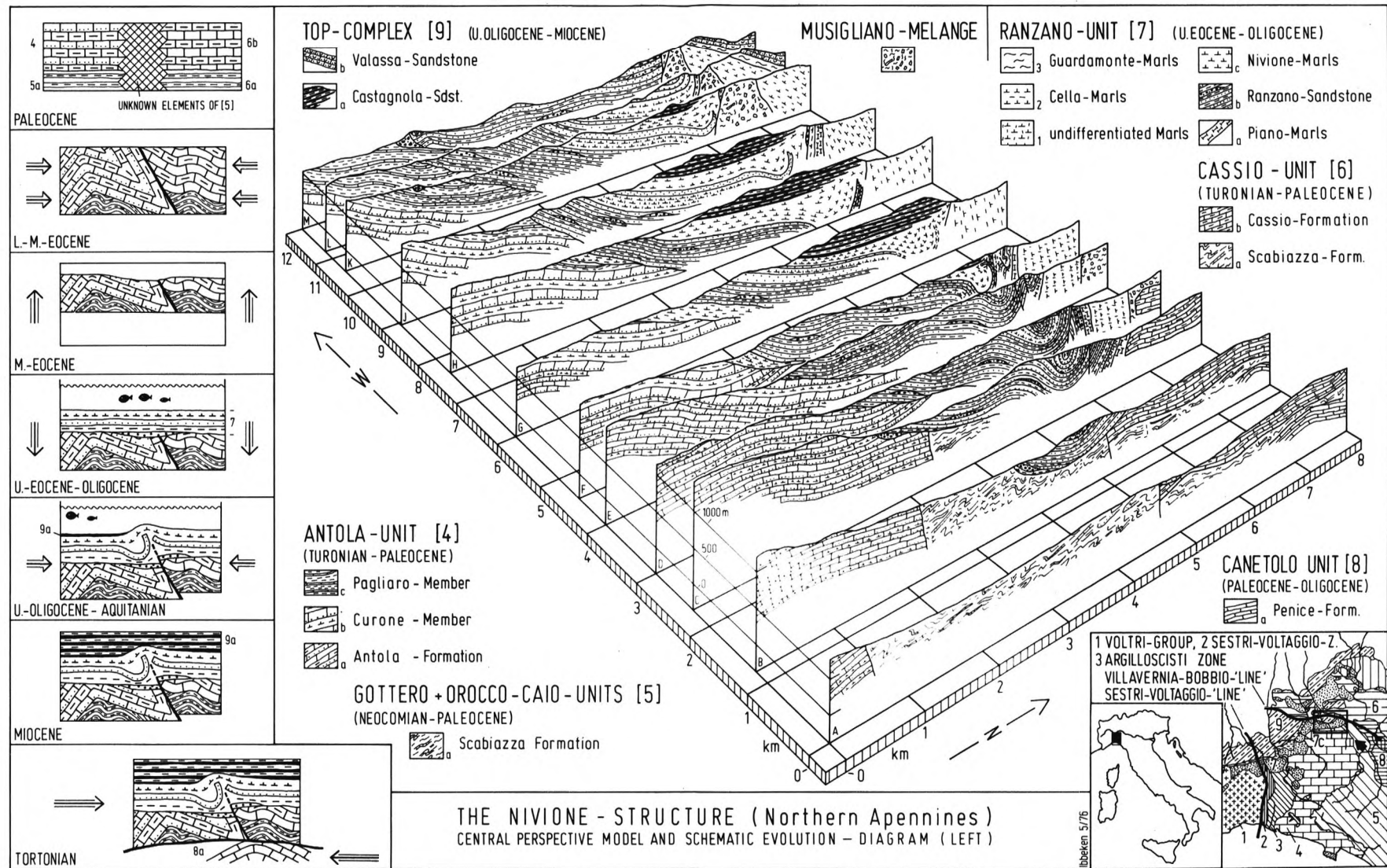


Abb. 2: Die Nivione Struktur, zentralperspektivisches Modell und schematisches Entwicklungsdiagramm (links). Die beiden großen Lineamente Linie Sestri Voltaggio und Linie Villavernia Bobbio (Lageskizze) gliedern das Gebiet in drei Einheiten: Die östliche Gruppe von Voltri (1) und zwei Einheiten der inneren Liguriden, Komplex 2-4 (Zone Sestri Voltaggio, Argillocisti und Antola Einheit) und die Cassio Einheit (6). Die im östlichen Apennin weit verbreiteten Gottero-Orocco-Caio Einheiten treten hier nur in Resten auf (5). Im tektonischen Fenster von Bobbio ist das tektonisch Liegende, die externligurische Canetolo Einheit (8) aufgeschlossen, im Nordwesten liegt die Tertiärfüllung des liguropiemontesischen Beckens (9), die sich mit der Ranzano Formation (7) verzahnt. Nur im Gebiet des Modells wird die Linie Villavernia Bobbio von jüngeren Sedimenten überdeckt. Nur hier können deshalb spätere Bewegungen dokumentiert und datiert werden. Die Überkipfung des nördlichen Muldenflügels, die Ausspressung des Muldenkerns, die Mélange- und submarine Hangbildung und das Auskeilen der Turbiditbänke stehen in ursächlichem Zusammenhang.

Der Pfeil zeigt die Blickrichtung auf das Modell an. Bei den Profilen G, H, J ist der zentrale Muldenbereich sinngemäß ergänzt. (Nach IBBEKEN 1978, Fig. 1, S. 275, leicht abgeändert, mit frdl. Genehmigung des Verlages)

Fig. 2: The two important lineaments Sestri Voltaggio Line and Villavernia Line (see site sketch) separate the area into 3 units: The eastern Voltri Group (1) and two units of the inner Ligurides, specifically the complexes 2-4 (Sestri Voltaggio Zone, Argillocisti, Antola Unit), and the Cassio unit (6). The Gottero -Orocco-Caio units, widely distributed in the adjacent eastern regions, are very reduced in our area.

The tectonic window of Bobbio exposes the deepest member, the external Ligurian Canetolo unit (8). To the northwest, the units are covered by the molasselike sediments of the Liguro-Piemont basin (9), interlocking with the Ranzano formation (7). It is only in the area of the model that the Villavernia line is overlain by younger sediments. This makes possible the documentation and dating of further movements of this lineament.

The overturning of the northern flank of the structure, the squeezing out of the nucleus of the syncline, the formation of mélanges and submarine relief, and finally, the filling up of this relief by turbidity currents - all these steps are related in their origin.

The arrow indicates the line of sight to the model. The central parts of the syncline, profiles G, H, J are complemented accordingly. (From IBBEKEN 1978, Fig. 1, p. 275, slightly modified).

dungen flacheren Wassers und Schelfsedimenten (CLARI & GHIBAUDO, 1979). Die Nivione Struktur, im internen Randbereich des internen orogenetischen Beckens des Ranzano Meeres gelegen, wird hier ebenfalls als eine submarine Sedimentanhäufung und Aufwölbung interpretiert, als eine 'sedimentary ridge', die durch subduktionsinduzierte, krustenverkürzende Tektonik der Apennin Orogenese zustandekam und an deren Aufbau ausschließlich Sedimente beteiligt sind.

Die Tektonik

Die Tektonik des tieferen Untergrundes ist im Modell dargestellt (Abb. 2). Die Muldenstruktur ist sowohl in b als auch in ac deutlich unsymmetrisch. Die Intensität der Tektonik und resultierende Verformung nimmt von unten nach oben und insbesondere von Süden nach Norden zu. Antola Alberese und Ranzano Formation als südliche Basis sind nur flach verstellt. Der südliche Muldenflügel im Hangenden der Ranzano Formation ist steil, der nördliche Gegenflügel aber bereits seiger oder überkippt und schließlich abgeschert, so daß die Schichten hier nicht mehr zur Normallagerung zurückbiegen, sondern durch den Mélange-Körper als Ausdruck höchster Verformung abgelöst werden (Abb. 5). In der Mélange sind nicht nur die verschiedenen Mergel- und Siltsteintypen vertreten, die auch die Hangbasis aufbauen, sondern auch Alberesebrekzien vom nördlich angrenzenden Cassio Typ und andere Serien wie die Cella Mergel sowie olisthostromatische Sedimente der Scabiazza Formation (7_2 und 6_a aus Abb. 2). Die Serien der Cassio Einheit nördlich der Linie Villavernia Bobbio erweisen sich damit als Opfer einer sehr viel intensiveren Tektonik als sie sich im südlichen Antola Gebiet findet.

Der Ausdruck Mélange (HSO 1974) wird hier benutzt, obwohl die Ausmessungen 1 km^3 kaum überschreiten dürften und die Verknüpfung mit Subduktionsvorgängen zwar wahrscheinlich, aber nicht gesichert ist. Die Fragmentation von Alberesealken ist jedoch evident, Übergänge zu Olisthostrom-Argille der Scabiazza Formation verwischen das Bild wieder.

Auch im Streichen ist die Struktur unsymmetrisch. Die Muldenachse setzt im Osten (Profil A, Abb. 2) flach ein und taucht im Bereich der Profile D bis G mit 20° relativ steil nach W ab. Die Mulde wird dann wieder flacher und breiter.

Die meisten Vorkommen von Ranzano Formation im nördlich angrenzenden Tortoner und Piacentiner Apennin zeigen ähnliche Muldenstrukturen, besonders ausgeprägt bei Chiarone und Ruino, nur fehlen dort diskordante Hangendsedimente, die eine genauere Datierung erlauben. So darf es vorerst nur als wahrscheinlich gelten, daß ähnliche Einengungsvorgänge wie in der Nivione Struktur auch den nördlich angrenzenden Raum des internen synorogenetischen Ranzanobeckens betrafen und möglicherweise zu einer 'Runzelung' des Sedimentbodens dieses Beckens führten.

Da der Bewegungsablauf der Nivione Struktur wegen seiner Komplexität nur mittelbar aus dem Stereomodell (Abb. 2) hervorgeht, sind die wichtigsten Phasen in einem datierten Entwicklungsdiagramm schematisch dargestellt (Abb. 2, linke Seite).

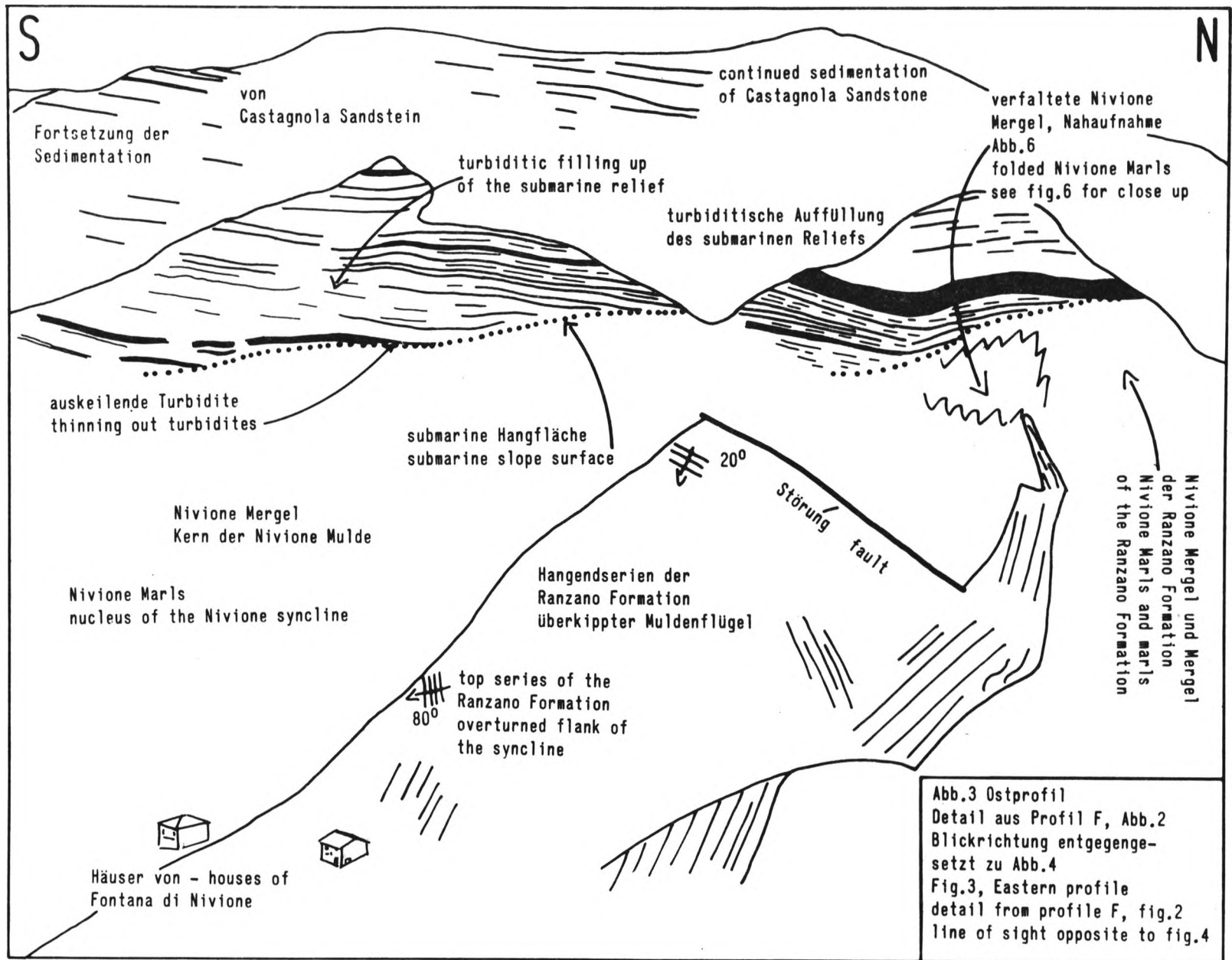
Der Einengungsbetrag: Die Ausglättung der Nivione Mulde zeigt, daß die Struktur eine Einengung um 1,5 km entsprechend 50 % erfuhr.

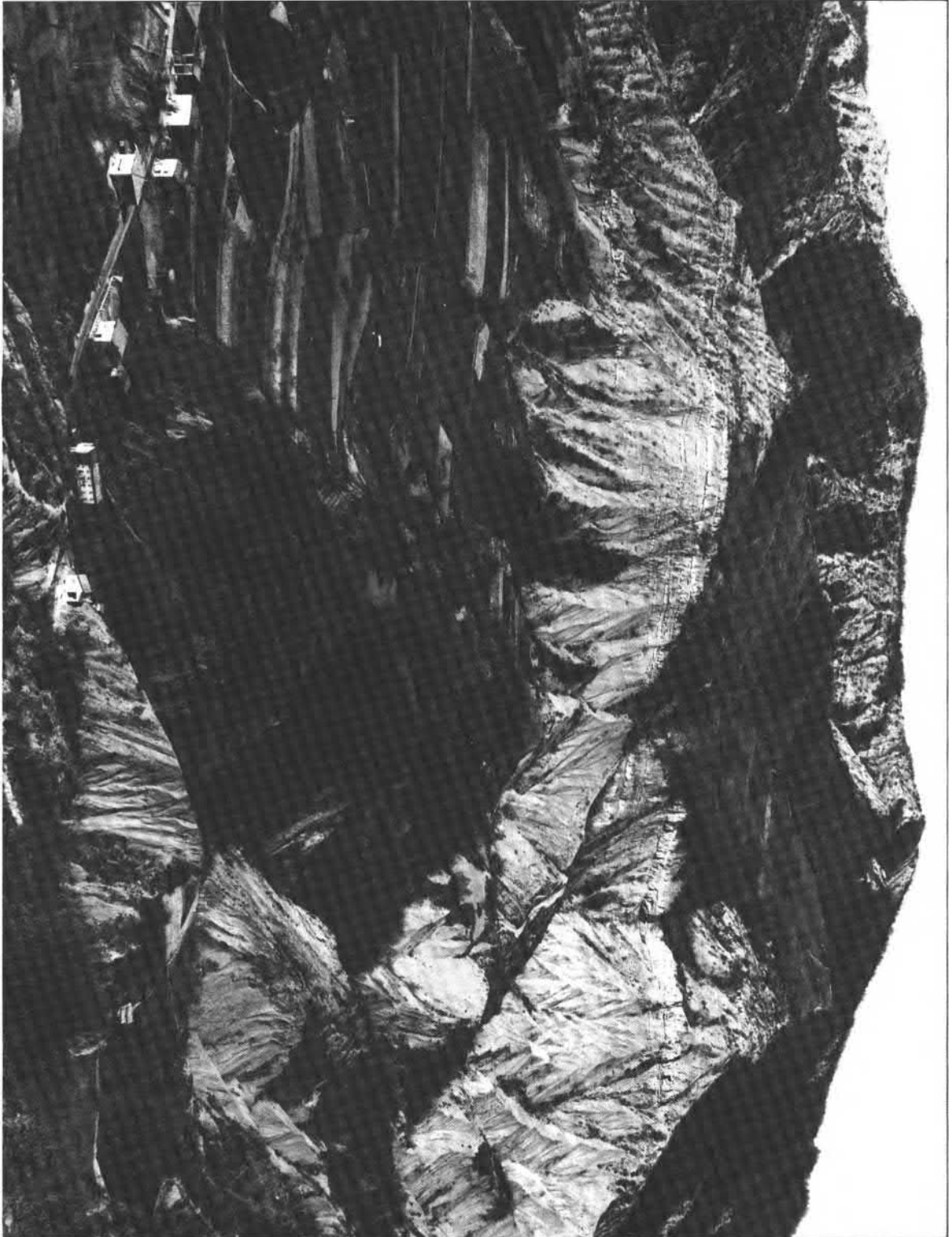
Da der verfaltete Schichtstoß 700-1000 m mächtig ist, muß die an die Subduktionszone gekoppelte flache Bewegungsfläche mindestens 1000 m unter dem Meeresboden verlaufen sein.

Die Horizontalverschiebungen: Die unregelmäßige Verteilung von Mélange-Vorkommen entlang der Linie Villavernia Bobbio im Bereich der Nivione Struktur und die starke Zerrüttung des nördlichen Muldenflügels läßt die Vermutung aufkommen, daß auch horizontale Seitenverschiebungen mit im Spiele waren. Da jedoch keine Referenzschichten beiderseits der Linie erkennbar sind, kann über mögliche Horizontalverschiebungen oder ihre Beträge nichts näheres gesagt werden.

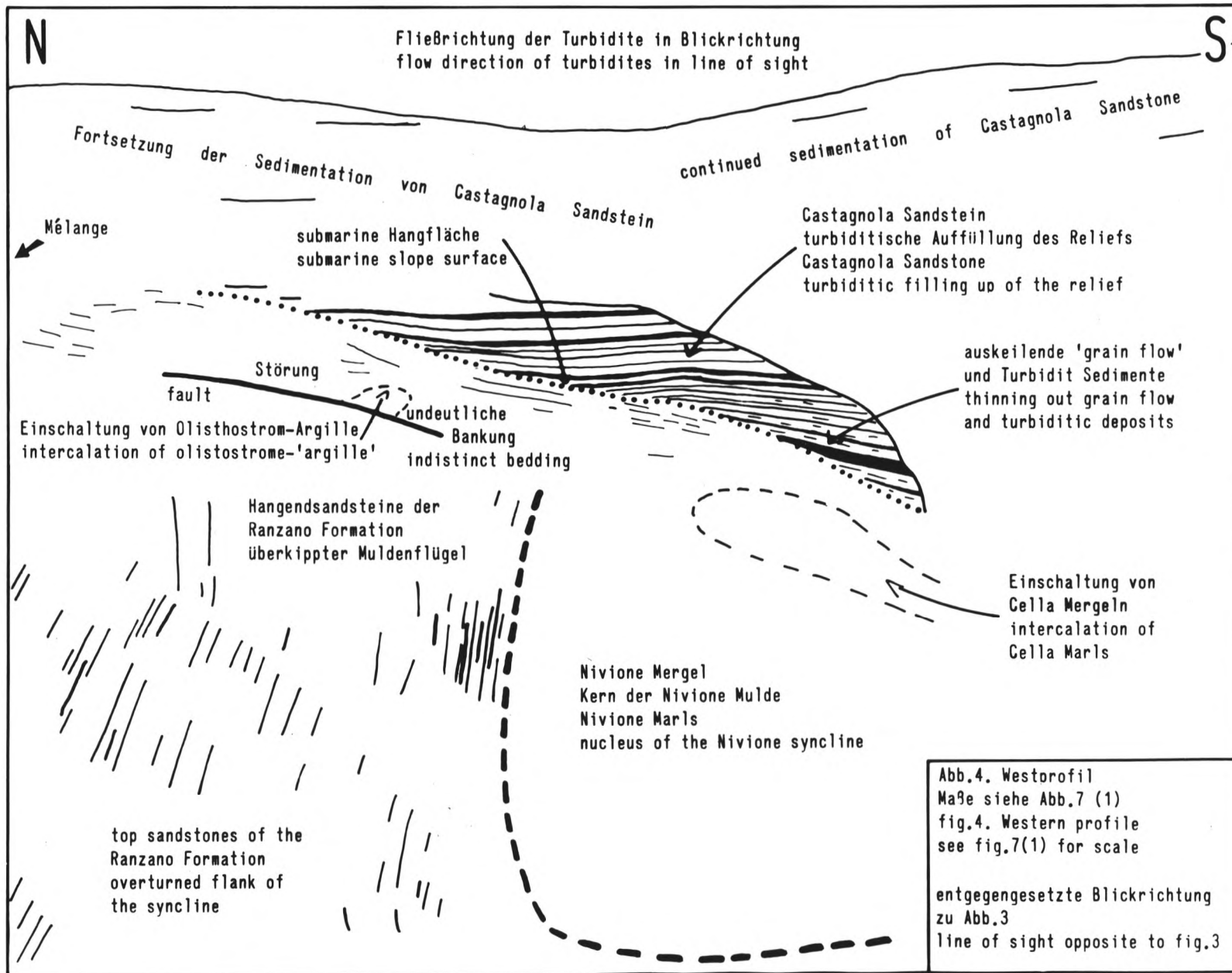
Der submarine Hang und die Bildung der 'sedimentary ridge'

Der Hang ist in beiden Profilen hervorragend aufgeschlossen, aber stets nur senkrecht zum Streichen. Im Ostprofil (Profil F, Abb. 2, Abb. 3) 340 m breit und 59 m tief, im Westprofil (Profil K, Abb. 2, Abb. 4) 225 m breit und 38,5 m tief. Mit den Maßen sind nur die ununterbrochen zusammenhängenden Anteile gemeint, beide Aufschlüsse mit allen Unterbrechungen sind deutlich breiter und insgesamt über 100 m hoch. Über die Fortsetzung des Hanges nach oben und unten ist nichts bekannt. Oben ist er von der heutigen Morphologie abgeschnitten, unten taucht er ab und ist nicht mehr aufgeschlossen. Die Hangoberfläche wird von einem mindestens 10 m mächtigen Paket von Nivione Mergeln gebildet, deren kaum erkennbare Schichtung (Abb. 4) im dcm- bis m-Bereich durch=









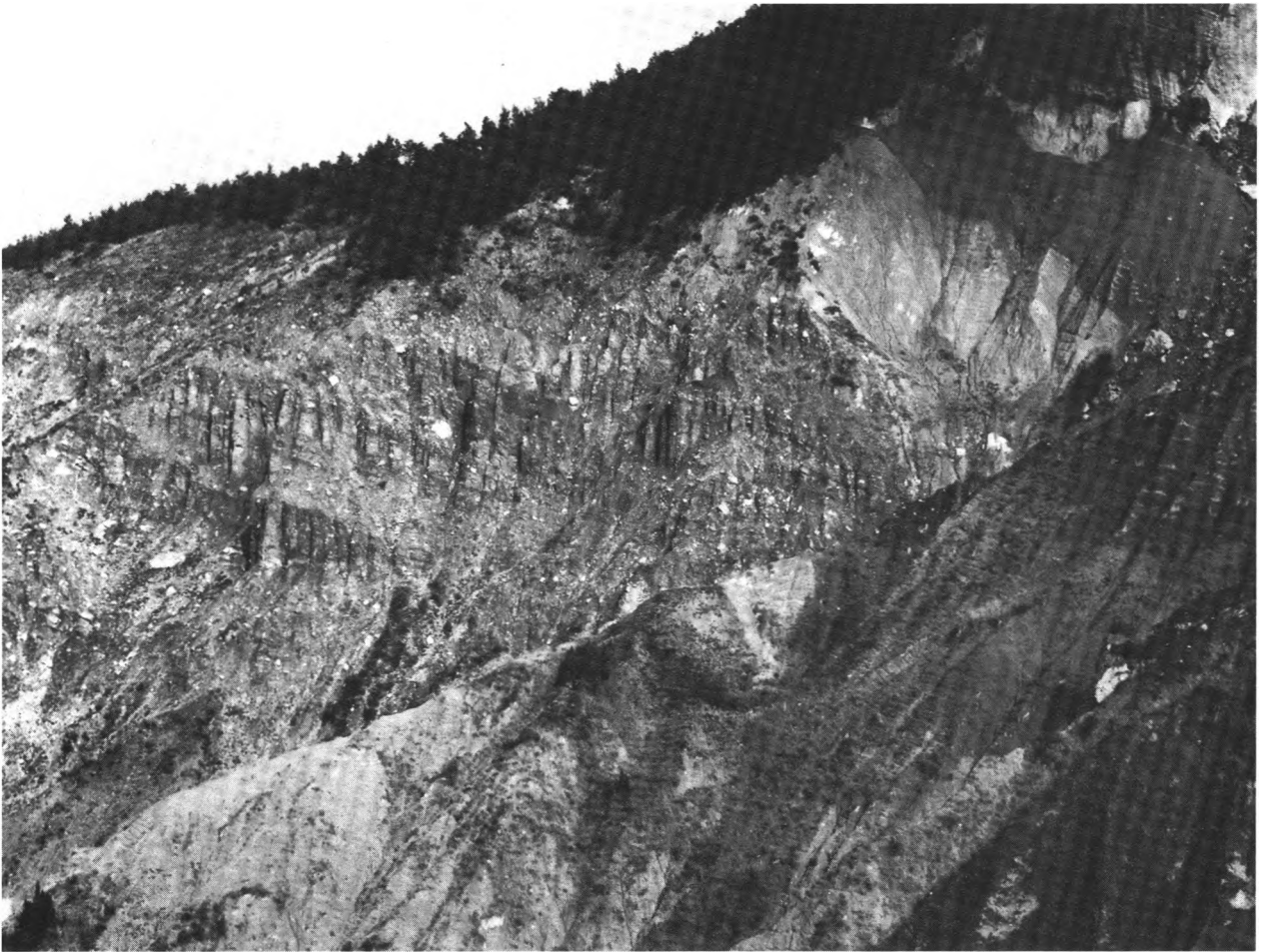


Abb. 5: Musigliano M \acute{e} lange im Bereich von Profil M (Abb. 2). Im Hangenden der Valassa Sandstein (9_b, Abb. 2). Der M \acute{e} langek \ddot{o} rper besteht aus Ton- und Siltsteinen diverser stratigraphischer Einheiten (7_c, 7₁₋₃, 6_c) und fragmentierten Alberesealken aus 6_c, alle Abb. 2. Er tritt nur n \ddot{o} rdlich der Nivione Mulde entlang der Linie Villavernia Bobbio auf und d \ddot{u} rft den Kern der 'sedimentary ridge' gebildet haben.

Fig. 5: Musigliano M \acute{e} lange near profile M (Fig. 2), on top of the Valassa sandstone (9_b, Fig. 2). The m \acute{e} lange is made up of shales and siltstones originating from different stratigraphic units (7_c, 7₁₋₃, 6_c) and fragmented Alberese limestones, see fig. 2. These m \acute{e} lange bodies outcrop along the Villavernia Bobbio Line north of the Nivione structure only and most likely formed the nucleus of the sedimentary ridge in that time.

gehend hangparallel, also schr \ddot{a} ggestellt ist. Die Hangfl \ddot{a} che ist damit kein diskordant erosives Element, das verschiedene Einheiten des Untergrundes schneidet, oder etwa die Vorderfront einer Rutschmasse, sondern ein durch eindeutig endogene Kr \ddot{a} fte verkipptes und schr \ddot{a} ggestelltes St \ddot{u} ck Meeresboden.

Die Hangoberfl \ddot{a} che war zum Zeitpunkt der Verkippfung einerseits so standfest, da β keine erkennbaren 'slumping' Ph \ddot{a} nomene auftraten, die oberfl \ddot{a} chenparallele Schichtung also erhalten blieb, andererseits aber noch so pr \ddot{a} gbar, da β sie noch langfristig von den sp \ddot{a} ter folgenden 'turbidity currents' erodiert werden konnte ('scour and fill marks').

Die Gr \ddot{u} nde f \ddot{u} r die Hang- und 'ridge'-Bildung sind im Liegenden unmittelbar aufgeschlossen: Parallel zu der Hangachse verl \ddot{a} uft der n \ddot{o} rdliche Muldenfl \ddot{u} gel der Nivione Struktur. Der verfaltete Schichtsto β der Ranzano Formation ist etwa 800 m m \ddot{a} chtig, die Sandsteine des n \ddot{o} rdlichen abgerissenen Muldenfl \ddot{u} gels enden etwa 100 m unter dem damaligen Meeresboden, sprich der heutigen Hangfl \ddot{a} che. Die sediment \ddot{a} re Bedeckung der Struktur war damit so gering, da β die Faltung nach oben praktisch v \ddot{o} llige Freiheit hatte und den weichen Muldenkern der Nivione Mergel auspressen konnte. Ein noch gr \ddot{o} berer Aufstaucheffekt ist jedoch den Sandsteinb \ddot{a} nken des abgerissenen n \ddot{o} rdlichen Muldenfl \ddot{u} gels zuzuschreiben. Es handelt sich dabei um Divertikel dieses Muldenfl \ddot{u} gels (Profile F-K, Abb. 2), die abscherten und \ddot{u} berkippt s \ddot{u} dlich in den weichen Muldenkern hinein, sozusagen zu=



Abb. 6: Detail aus dem Ostprofil, Abb. 3. Extreme Verfaltung der Nivione Mergel im Bereich eines Sandsteindivertikels (rechts) des überkippten nördlichen Muldenflügels.

Fig. 6: Close up of the eastern profile (Fig. 3). Extremely folded Nivione marls round about a sandstone body removed from the overturned northern flank of the syncline.

rückspießen. Da die Fortsetzung des nördlichen Muldenflügels abgerissen ist (Profil K-M, Abb. 2) kommen die Nivione Mergel des Muldenkerns unmittelbar mit den Peliten der Musigliano Mèlange in Kontakt und vermischen sich mit ihnen. Die beiden Pelitserien werden im Kontaktbereich durch die einspießenden Sandsteinbänke förmlich miteinander verrührt (Abb. 6).

Die Auspressung des Muldenkerns, das Eindringen der Sandsteindivertikel des nördlichen Muldenflügels in die hangenden Nivione Mergel und gleichermaßen das Einpressen von Mèlangematerial, das möglicherweise auch durch horizontale Seitenverschiebungen an der Linie Villavernia Bobbio bereitgestellt wurde: Alle diese drei Faktoren wirkten in dieselbe Richtung, in eine Aufwärtsbewegung des Meeresbodens und eine Aufstauchung zu einer kleinen 'sedimentary ridge', deren größte Ausdehnung jedoch unmittelbar nördlich der Nivione Struktur gelegen haben müßte, weil die Tektonik dort am intensivsten war und die größten Mèlangekörper schuf.

Mit dem heute erhaltenen Hangelement über der Nivione Struktur ist somit wahrscheinlich nur ein Rest des Südhangs dieser 'sedimentary ridge' erhalten. Ob dieser kleinen Schwelle eine mehr als lokale paläogeographische Bedeutung zukommt, ist noch nicht bekannt.

Der Hangwinkel: Die Rekonstruktion erwies sich als etwas schwierig, weil nur topographische Blätter 1:25.000 und gering auflösende Luftbilder vorlagen. Die notwendigen Geländewerte wurden mit terrestrischer Photogrammetrie und einem Präzisionsbarographen als Höhenmesser ermittelt.

Klappt man die Bänke der turbiditischen Hangauffüllung in die Horizontale zurück, ergibt sich, über die Gesamterstreckung ermittelt ein Hangwinkel von $9,8^{\circ}$ im Ostprofil (Abb. 3) und von 11° im Westprofil (Abb. 4).

Rechnet man den Hangwinkel des Ostprofils von $9,8^{\circ}$ über eine Basis von 700 m, die im Ostprofil durchaus gegeben ist, wegen der komplizierten 'badland'-Morphologie aber nur sehr aufwendig direkt konstruiert werden kann, dann ergibt sich hier bereits eine Hanghöhe von 120 m. Verlängert man den Hang des Westprofils (Profil K, Abb. 2 oder Abb. 4) bis über den Mélangekörper, das heißt über eine Basis von insgesamt 1200 m, dann ergibt sich bei gleichbleibenden 11° Hangwinkel bereits eine Schwellenhöhe von 230 m.

Die Nivione Struktur ist knapp 12 km, das erhaltene Hangelement etwa 7 km lang.

Die Auffüllung des submarinen Reliefs

Der südliche Hang der 'sedimentary ridge' der Nivione Struktur wurde von einer turbiditischen Sedimentation Schritt für Schritt aufgefüllt (Castagnola Sandstein, 9_a Abb. 2). Die 'turbidity currents' flossen überwiegend W-E parallel zum Hang, wie die Unterflächenmarken zeigen und keilen äußerst regelmäßig seitlich gegen den Hang aus. Das gilt für massige 'grain flow' Ablagerungen ebenso wie für Turbiditbänke mit fast vollständigen Bouma Intervallen (BOUMA 1962, S. 49). Die Wechselwirkung Hang/Turbidit sedimentation erlaubt Aussagen über das Verhältnis autochthon pelitischer und lateral turbiditischer Sedimentation.

Nach MUTTI & RICCI LUCCHI 1972 entsprechen die Grauwackenbänke der sogenannten Fazies A, das sind grobe Sandsteine und Konglomerate als Produkt hoch erosiver 'grain flow' Mechanismen sowie der Fazies E, das sind feinere Sandsteine, gebildet als 'grain flow' und Turbidit Sedimente entlang von Kanälen (overbank deposition). Es handelt sich um bis 5 m mächtige Grobsandsteinbänke, schlecht gradiert, aber häufig deutlich laminiert, und Sandsteinbänke im 20 cm-Bereich, häufig schlecht gradiert, sehr oft aber auch, im Gegensatz zur Fazies E, mit fast vollständigen Bouma Intervallen. Die Pelite und Siltsteine der turbiditischen Wechsellagerung entsprechen der Fazies G, das sind mehr oder weniger siltige und kalkige Tonsteine und Mergel, kaum deutlich gebankt, die als Produkte verschiedener, sehr verdünnter Suspensionen, 'turbidity currents', 'nepheloid layers' etc. verstanden werden.

Fazies G wird als typisches Hangsediment interpretiert, Fazies D und E als 'middle fan sub-association' (MUTTI & RICCI LUCCHI 1972).

Das Auskeilen: Abb. 4 und 7 zeigen den Schichtstoß der Westprofils. Der Eindruck, daß die liegenden Bänke rechts unten im Bild stärker nach rechts einfallen als die hangenden, also in einer Art Fächerstellung liegen, beruht auf einer optischen Täuschung aufgrund der Aufschlußverhältnisse. Die Aufschlußwände der rechten und linken Bildhälfte stehen (Abb. 4) in einem Winkel von etwa 30° zueinander.

Die in Abb. 7 dargestellte Bank ist typisch für das Auskeilen am Hang und wurde über die Strecke AB (über 16 m) im Detail aufgenommen und abgeprobt. Dünnschliffe und Röntgenaufnahmen erhärten den Geländebefund, daß in diesem Falle die Bouma Intervalle vollständig entwickelt sind, nur 'convolute lamination' tritt deutlich zurück, fehlt aber nicht. Das Auskeilprofil ist sowohl 1:7 überhöht als auch nicht überhöht gezeichnet.

Im Kontaktbereich mit dem Hang sind die einzelnen Intervalle nun nicht alle zusammen hochgebogen und dünnen alle zusammen gegen den Hang aus, sondern sie keilen sauberlich einzeln nacheinander gegen den Hang aus, bewahren sich also jeweils praktisch eine horizontale Oberfläche. Dabei entwickeln nicht nur die gradierten Bänke, sondern auch die nachfolgenden feineren Intervalle 'scour & fill' Marken an der Unterseite. Der Auskeilwinkel der einzelnen Bänke liegt mit $6-7^{\circ}$ deutlich unter dem mittleren Hangwinkel von 10° .

Der Auskeilbereich ist durchaus unregelmäßig. Wenn der Hangboden nicht schon vor dem 'turbidity current' die entsprechenden Unregelmäßigkeiten aufwies sondern eben war, dann dürfte die stärkere Eintiefung im Bereich des basalen T_a-Intervalles auf die stärkere Erosionsleistung dieses gröberen Materials zurückzuführen sein. Die Erosion in 'flute'- und 'groove-casts' ist bekannt, ein flächiges Abschleifen des Substrats durch den 'turbidity current' braucht sich jedoch an der Oberfläche des Bodens normalerweise nicht zu dokumentieren. Das erodierte Bodenmaterial wird aufgenommen. Das unregelmäßige Auskeilen am Hang kann als Hinweis auf eine derartige Flächenerosion gewertet werden.

Wenn die oben genannte Fächerstellung wirklich existierte, würde dies bedeuten, daß der Hang während seiner sedimentären Auffüllung noch weiter gehoben und verstellt worden wäre. Ein vergleichbarer Fall, wenn auch mit viel geringeren Winkeln und größeren seitlichen Abständen ist im hellenischen Graben gegeben, wo durch Turbiditkorrelation in den 3,4 km auseinandergelegenen sites 127 und 128 Aussagen über die Verstellung des Grabenbodens gemacht werden konnten (DSDP Programm, The Shipboard scientific Party, 1970). Mit den am Nivione Hang

eingesetzten Mitteln, terrestrischer Photogrammetrie, Kompaß und Präzisionshöhenmesser, konnte eine Fächerstellung nicht nachgewiesen werden.

Das Verhältnis 'background'- zu Turbiditsedimentation: Die Pelite und Siltsteine der Zwischenmittel sind ebenfalls turbiditisch sedimentiert. Das läßt sich eindeutig aus dem Verlauf der Diskordanzfläche entnehmen. In Abb. 8 ist gegenübergestellt, wie sich die basale 'Transgressionsfläche' der sandigen Turbidite entwickeln müßte, wenn die pelitischen Bänke entweder autochthon, als 'background'- oder 'rainfall'-Sedimentation akkumuliert würden (Fall 1) oder ebenfalls lateral turbiditisch geschüttet würden (Fall 2). Der konstante Anstieg der Hangfläche zeigt, daß in der langen Zeit der Hangexposition keine nennenswerte pelagische Sedimentation aus dem Wasserkörper heraus stattfand. Die Pelite und Siltsteine wurden also ebenfalls turbiditisch transportiert und abgelagert, womit aber nicht gesagt ist, daß sie stets jeweils als Nachklang der basalen Sandsteinbänke zu verstehen sind. Ob die Pelite und Silte, wenn sie einer anderen Turbiditfamilie und Herkunft angehören als die Sande, ebenfalls hangparallel flossen, kann mangels erkennbarer Sedimentstrukturen und wegen der fast vollständigen Amalgamierung dieser Bänke mit dem Hangboden nicht entschieden werden.

'slumping': Besondere Aufmerksamkeit verdient ein kleiner 'slumping' Körper im Bereich AB der Abb. 7 (Abb.9). Im Hangenden einer etwa 2 m mächtigen pelitischen Siltsteinbank tritt in unmittelbarer Nähe des Hangs eine etwa 30 cm dicke Sandsteinbank auf, die zu einem ungefähr 1 m mächtigen Sedimentkörper verrutscht und verwickelt ist,

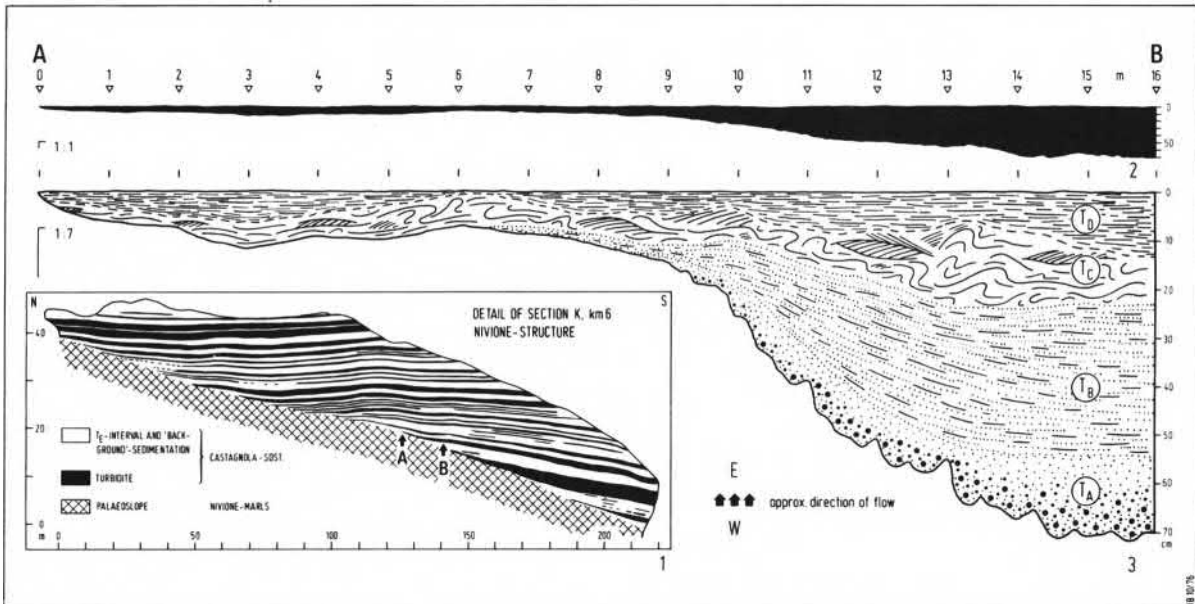


Abb. 7: Das Auskeilen am Hang.

1. Hang und turbiditische Auffüllung im Westprofil (Abb. 4). Nach einer Photographie gezeichnet. Die Aufschlußwände der rechten und linken Bildhälfte stehen in einem Winkel von etwa 30° zueinander, weshalb die Bänke in der rechten Bildhälfte scheinbar divergieren. In Wirklichkeit liegen sie weitgehend parallel. Fließrichtung der 'turbidity currents' hangparallel, in Blickrichtung.
2. Detail des Auskeilbereichs des Bankabschnitts AB unüberhöht. Das unregelmäßige Auskeilen kann auf verstärkte Erosion in T_A-Bereich zurückgeführt werden.
3. Detail 1:7 überhöht. Die BOUMA Intervalle T_{A-D} sind voll entwickelt, am stärksten die laminierten, T_B und D, am schwächsten der convolute Intervalle T_C. Die einzelnen Intervalle keilen nacheinander gegen den Hang aus.

Fig. 7: The thinning out at the slope.

1. Slope and turbiditic filling up at the west profile (fig. 4), sketched from a photograph. The outcrop planes of the right and the left part of the sketch are at an angle of 30° with one another, so that the strata at the right seem to diverge, but in reality they do not. The flow direction of the turbidity currents can be found parallel to the slope, in the line of sight.
2. Close up of the thinning out section of the AB-stratum (not exaggerated). The irregularity of the thinning out may be due to increased erosion beneath the T_A-interval, the coarse grained one.
3. Close up of the same section, exaggerated 1:7. The Bouma intervals T_{A-D} are completely developed, particularly the laminated ones. The convolute interval is developed the least. The individual intervals thin out one after another at the wall of the slope.

der sich vom Hang weg langsam verdünnt und in isolierte, verdrehte Körper auflöst. Wenn die 'turbidity currents' wirklich hangparallel W-E flossen und in der geschilderten Weise am Hang auskeilten, dann gab es weder vor noch nach der Sedimentation einen wirksamen Gradienten und damit keinen Grund für ein 'slumping'.

Für ein hangparalleles Fließen gibt es zwei Gründe: Entweder der Turbidit trifft ohnehin parallel auf den Hang, oder er pendelt sich, außerhalb des heute erschlossenen Gebietes, auf ihn ein (CHOUGH & HESSE, 1976). Ein schräges Auftreffen auf den Hang würde den Turbidit kurzfristig bergauf laufen lassen und ablenken. Der Turbidit würde verstärkt gebremst und vorzeitig und in einem höheren Niveau, als es ihm eigentlich, nämlich bei hangparallelem Lauf, zukäme, sedimentieren. In diesem Fall wäre ein 'slumping' möglich. Der 'slumping' Körper wird deshalb als Produkt eines vereinzelt Schrägläufers interpretiert, der auf dem Hang sedimentierte und auf die liegende Tonsiltbank zurückrutschte, wobei er sich mit deren Oberseite vermischte.

Die sich kreuzenden 'flute'- und 'groove cast' Systeme vieler Turbiditbänke in aller Welt zeigen ja deutlich, daß die Fließrichtungen sedimentierender und nicht sedimentierender, aber doch substratprägender 'tur=

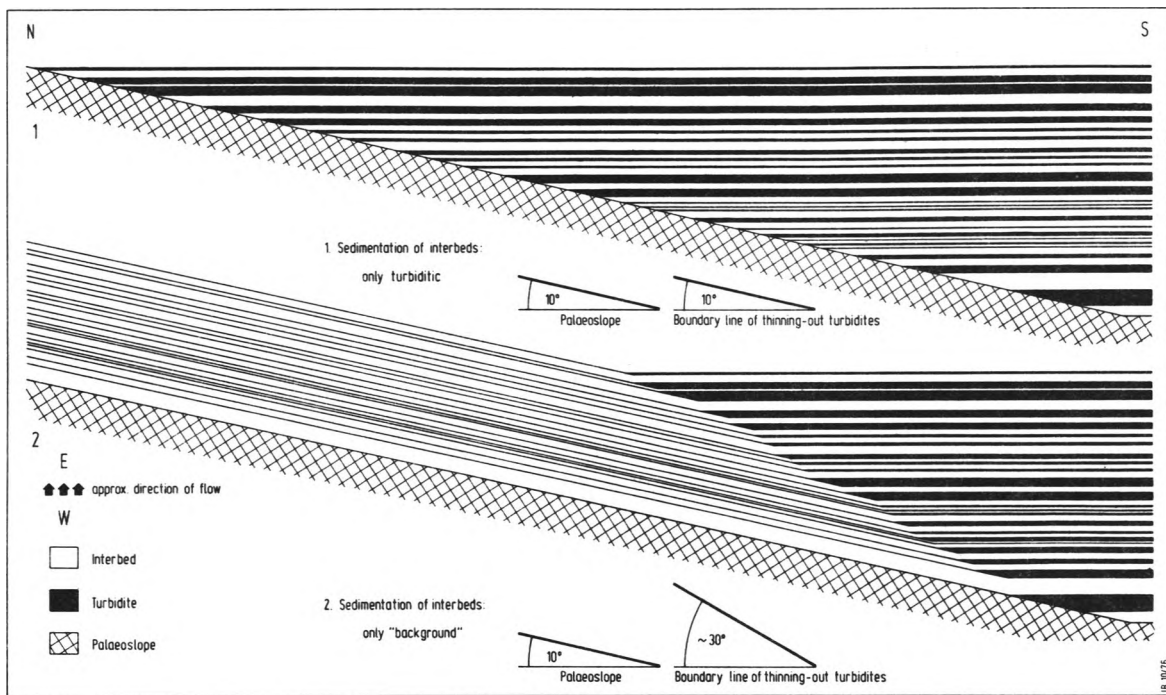


Abb. 8: Theoretisches Modell des Auskeilens am Hang unter unterschiedlichen Bedingungen. Hangorientierung und originale Bankdickenverteilung sind aus dem Westprofil (Abb. 4) und Abb. 7 übernommen.

Fall 1. Die Ton- und Siltsteine ('interbeds', T_E -Intervall) werden turbiditisch sedimentiert, es gibt keine pelagische 'Hintergrund' Sedimentation aus dem Wasserkörper heraus. Die basale Verbindungsfläche der auskeilenden Sandturbidite muß damit denselben Anstiegswinkel wie der Hang haben.

Fall 2. Die Ton- und Siltsteine der 'interbeds' werden ausschließlich von der Hintergrund Sedimentation geschüttet. In diesem Fall wird auch auf dem Hang sedimentiert, der dadurch in planparallelen, schrägen Lagen aufgebaut wird. Die Basalfläche der Sandturbidite ist dann um etwa 20° steiler als der Hang. Dies ist im Westprofil eindeutig nicht der Fall. Die 'interbeds' wurden damit gleichfalls turbiditisch sedimentiert, eine nennenswerte pelagische Hintergrundsedimentation fand nicht statt.

Fig. 8: Theoretical model of the thinning out at the slope under different conditions.

1. The interbeds (T_E -interval) are turbiditic deposits, there is no pelagic background sedimentation from the open water body. In this case the basal plane formed by the ends of the turbidites shows the same dip as the slope, itself, and therefore coincides with the slope.

2. The interbeds are deposited solely via background sedimentation. In this case deposition takes place upon the slope, as well. A sequence of strata is deposited parallel to and directly upon the slope, preventing the turbidites from reaching the original surface of the slope. Therefore the ends of the turbidites form a much steeper plane. This was not the case in the area investigated, which indicates that the interbeds are produced by turbidite activity also without appreciable background sedimentation.



Abb. 9: 'slumping' eines Schrägläufers. Für hangparallel geflossene 'turbidity currents' ist nach ihrer Sedimentation kein Gradient für 'slumping'-Bewegungen gegeben. Schrägläufer werden den Hang hinaufgetragen, vorzeitig gebremst und sedimentieren. Eine derart 'zu hoch' abgelagerte Bank verfügt über einen Gradienten und kann gegebenenfalls hangabwärts rutschen.

Fig. 9: Slumping caused by spillover of individual flows. There exists no gradient for the deposits dropped out from turbidity currents that flow parallel to the slope. Obliquely flowing currents, however, are carried up the slope, rather quickly stopped and deposited. In such a case there is a gradient for these sediments laid down in an abnormally high position.

idity currents' mit Winkeln bis über 20° voneinander abweichen können.

Petrographische Zusammensetzung: Aus dem Auskeilbereich AB der Typbank aus Abb. 7 (3) wurden drei Proben von E. DENEKE sedimentpetrographisch untersucht, eine vierte stammt aus der Basis derselben Bank vom rechten Bildende (Abb. 7, 1), 66 m weiter rechts.

Der Grenzbereich T_C-T_D , convoluter bis oberer laminiertes Intervall ist sehr feinkörnig (Median 36μ) und stellt wegen seines Matrixgehaltes eine lithische Grauwacke dar (PETTIJOHN 1975, S. 211). Bei allen anderen größeren Bankanteilen (Medianwerte bis 400μ steigend) handelt es sich um lithische Arenite. Die petrographische Zusammensetzung wird von Metamorphiten s.l. und damit eindeutig von alpinen, westlichen Spendern kontrolliert, wozu in erster Linie die Zone Sestri Voltaggio und die östliche Gruppe von Voltri mit in- und externen Fortsetzungen rechnet, soweit diese damals zum Untersuchungsgebiet Zugang hatten (IBBEKEN 1970). Nach DENEKE & GONTHER (dieser Band) sind alle Sandsteine und Grauwacken des externen orogenetischen Beckens, besonders der Macigno, signifikant anders zusammengesetzt als die klastischen Sedimente der Ranzano Foramtion des internen Beckens.

Die Datierung der Vorgänge

Die Faltung des Antola Alberese (Abb. 2, 4_{a-c}) hat im unteren und/oder mittleren Eozän stattgefunden, weil das Pagliaro Member (4_c) noch ins Paläozän reicht und die diskordant auflagerndernden Piano Mergel (7_a) ins Obereozän gehören.

Das Kalium-Argon Abkühlungsalter von Hellglimmern aus Metamorphiten der östlichen Gruppe von Voltri ist ein wenig höher, an die Wende Eozän/Oligozän zu legen (frdl. Mitteilung HUNZIKER). Betrachtet man dies als Abkühlungsalter infolge vertikaler und/oder horizontaler Bewegungen der östlichen Gruppe von Voltri (Priabon bis mittleres Rupel gemäß HARDENBOL & BERGGREN 1978, S. 219), dann ist es nicht verwunderlich, wenn dieser Bereich wenig später auch als Spender der liguropiemontesischen Konglomerate in Erscheinung tritt.

Nivione Struktur: Speziell zur Datierung der Nivione Struktur wurden zwei mikropaläontologische Probenprofile an den Hang-Enden der Struktur aufgenommen (Abb. 3 und 4) und ein drittes an der ungestörten Flanke (halbwegs zwischen den Profilen G und H, bei km 2,5 bis 4, Abb. 2). Die Foraminiferen wurden von C. HEMMER, das Nannoplankton von C. MÖLLER bearbeitet. Entscheidend für die zeitliche Eingrenzung der Bewegungen der Nivione Struktur ist im Liegenden das Alter des Hangbodens und im Hangenden, nach der Auffüllung des submarinen Reliefs, das Alter der ersten Turbiditbank, die die 'sedimentary ridge' ganz transgrediert.

Da die 'sedimentary ridge' nicht vollständig erhalten ist und die Nivione Struktur nur einen Teil des Südhangs derselben darstellen dürfte, kann im Hangenden nur auf das höchste erhaltene Element zurückgegriffen werden, also jeweils die Hangendbänke des West- und Ostprofils (Abb. 3 und 4).

Die planktonischen Foraminiferen zeigen sowohl für den tieferen Hangboden als auch für die gesamte Auffüllung des submarinen Reliefs die Zonen P 21 und P 22 an (BLOW 1968). Das Nannoplankton des gleichen Bereichs gehört der Zone NP 25 an, dies deckt sich mit der Foraminiferen-Datierung, engt sie aber deutlich ein. Nach HARDENBOL & BERGGREN (1978) dauerte die Nannoplanktonzone NP 25 von 26 bis 24 mio Jahre, also 2 mio Jahre lang.

Die Aufstauchung des Meeresbodens geschah also frühestens zu Beginn der NP 25 (26 mio Jahre), spätestens aber kurz vor dem Ende der NP 25, weil am Ende selbst (24 mio Jahre) die erhaltenen Teile der Struktur bereits aufgefüllt waren.

Läßt man die Tektonik also nicht extrem spät beginnen und die Relieffüllung nicht extrem schnell ablaufen, sondern richtet sich nach der längst- und frühestmöglichen Entwicklung, dann war die raumverkürzende, subduktionsinduzierte Tektonik im Bereich der Nivione Struktur im höheren Oberoligozän (26 mio Jahre) bereits abgeschlossen und die 'sedimentary ridge' fertig. Die turbiditische Auffüllung des Reliefs, rund 60 m hoch, dauerte immerhin maximal 2 mio Jahre und war im überlieferten Bereich spätestens an der Basis Aquitan (24 mio Jahre) abgeschlossen.

Schlußbemerkung

Ich danke C. HEMMER und C. MÖLLER für die mikropaläontologische Bearbeitung der Proben und E. DENEKE für die Auswertung der Dünnschliffe.

LITERATURVERZEICHNIS

- BLOW, W. H.: Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.- 1st Int. Conf. Planktonic Microfossils Proc., 199-421, 1969
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits.- 168 S., Amsterdam/New York (Elsevier Publishing Company) 1962
- CHOUGH, S. & HESSE, R.: Submarine meandering thalweg and turbidity currents following for 4.000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea.- Geology, 4, 529-533, 1976, Boulder/Col.
- CLARI, P. & GHIBAUDO, G.: Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, northwestern Italy).- Sedimentology, 26, 719-730, 1979, Oxford
- DICKINSON, W. R. & SEELY, D. R.: Structure and Stratigraphy of Forearc Regions.- Bull., Amer. Assoc. Petroleum Geol., 63, 2-31, 1979, Tulsa/Okl.
- GHIBAUDO, G. & MUTTI, E.: Facies ed interpretazione paleoambientale delle Arenarie di Ranzano nei dintorni di Specchio (Val Pessola, Appennino parmense).- Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 251-265, Pisa 1973
- HARDENBOL, J. & BERGGREN, W. A.: A New Paleogene Numerical Time Scale.- Stud. Geol., 6, 213-234, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, Tulsa/Okl.

- HSD, K. J.: Mélanges and their distinction from olistostromes.- Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 19, 321-333, 1974
- IBBEKEN, H.: Das ligurische Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennin.- Beih. Geol. Jb., 93, 139 S., Hannover 1970
- The Nivione Structure: Contemporaneous Tectonics and Sedimentation between the Ligurian and Tuscan Orogenies.- Int. Com. Geodyn., Sci. Rep. 38, 274-275, Stuttgart 1978
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.- Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 161-199, Pisa 1972
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks.- 6285, New York (Harper & Row) 1975
- REUTTER, K.-J. & GROSSCURTH, J.: The Pile of Nappes in the Northern Apennines, its Unravelment and Emplacement.- Int. Com. Geodyn., Sci. Rep. 38, 234-243, Stuttgart 1978
- SACCO, F.: La conza terziaria di S. Sebastiano-Varzi.- Boll. R. Com. Geol. It. (2), 10, 257-287, Roma 1889
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY: Hellenic Trench.- Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 13, 243-322, Stroudsburg 1970
- STANLEY, D. J. & KELLING, G.: Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches.- Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978, Pennsylvania

SUBDUKTION UND OROGENESE IM NORD-APENNIN
- Obereinstimmungen und Abweichungen von heutigen Inselbogenmodellen -

von

K.-J. REUTTER⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Die Decken ozeanisch-eugeosynklinalen Ursprungs (Liguriden), die im Nord-Apennin auf allochthonen und autochthonen Gesteinen (Toskaniden, Umbro-Marken) der Adriatischen Karbonat-Plattform (Adria-Platte) liegen, werden nach ihrer Position im Deckenstapel abgewickelt. Die sich ergebende paläogeographische Anordnung mit internen und externen Liguriden ist Grundlage für ein an heutigen Subduktionszonen orientiertes Modell der Orogenese. Im Oligozän entwickelte sich im Eugeosynklinalraum ein "forearc"-System, derart daß ein tiefer Trog mit Grauwacken-Sedimentation (Macigno) auf seiner internen (SW) Seite von einem Subduktionskomplex und Sedimentrücken begrenzt war. Dahinter folgte ein "forearc basin" mit flacherer Sedimentation (Ranzano-Form.) und schließlich das "arc massif" als Rand der Oberplatte (Korsika, Seealpen). Im Laufe des Miozäns verlagerte sich der Subduktionsvorgang nach NE in die kontinentale Lithosphäre der Adria-Platte hinein. Das "forearc"-System folgte, verringerte dabei aber seine Dimensionen bis zum Stillstand am Rande der Po-Ebene. Da die kontinentale Kruste nur bis in geringe Tiefe (ca. 10 km) subduziert wurde, dann aber wieder aufstieg, muß sie sich entsprechend dem orogenetischen Fortschreiten von der tieferen Lithosphäre gelöst haben. Krustenabsenkung durch ansetzende Subduktion und darauf folgende Krustenablösung und Krustenaufstieg lieferten das Relief für das Vorwärtsgleiten der Apennin-Decken unter dem Einfluß der Schwerkraft.

ABSTRACT

The oceanic-eugeosynclinal Liguride nappes of the Northern Apennines which overlie allochthonous and autochthonous rocks (Tuscanides, Umbro-Marches) of the Adriatic carbonate platform (Adriatic plate) are unravelled according to the nappe stack argument. The resulting paleogeographic disposition shows clear distinction between internal and external Ligurides. It allows an orogenetic model to be established which refers to modern subduction processes. During the Oligocene, a forearc system developed in the eugeosyncline with the following elements: a deep graywacke basin (Macigno) at the front, a subduction complex forming its inner slope, a sedimentary ridge delimiting a relatively shallow forearc basin (Ranzano fm.), and an arc massif as frontal part of the upper plate (Corsica, Ligurian Alps). During the Miocene, the subduction process gradually moved into the continental lithosphere of the Adriatic plate. The forearc system followed it, but continually decreased in its dimensions until it was fixed at the Po-Plain border. As the continental crust was subducted only to very shallow depths (about 10 km) and then began to rise, it must have been decoupled from the underlying lower lithosphere corresponding to the rate of tectonic progradation. Crustal downwarping produced by the pulling forces of initial subduction, and subsequent crustal decoupling and uplifting provided the slope for gravity gliding of the Apenninic nappes.

⁺ Anschrift des Verfassers: Prof.Dr. Klaus-Joachim Reutter, Institut f. Geologie d. FU Berlin
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34A

RESUME

Les nappes d'origine océanique (Ligurides), reposant dans l'Apennin septentrional sur des roches allochtones et autochtones (Toscanides, Ombro-Marches) de la plate-forme carbonatée adriatique (plaque adriatique), sont déroulées selon leur position au sein de la pile de nappes. La répartition paléogéographique en Ligurides internes et externes, qui en résulte, est à la base d'un modèle orogénétique s'orientant à des zones de subduction actuelles. Au cours de l'oligocène un système "forearc" se développa dans la partie océanique eugéosynclinale de telle manière, qu'un bassin profond à sédimentation de grauwackes (Macigno) fut limité au bord interne (SO) par un complexe de subduction et un ride sédimentaire. A l'arrière de celui-ci se trouva un "forearc basin" avec une sédimentation moins profonde (Formation de Ranzano) et enfin suivit le "arc massif", respectivement la plaque supérieure (Corse, Alpes maritimes). Au miocène le processus de subduction se déplaça vers le NE jusque dans la lithosphère continentale de la plaque adriatique où il continua sa progression. Le système "forearc" constitué par des nappes ligures suivit le mouvement, mais réduisit ses dimensions jusqu'à l'arrêt au bord de la plaine padane. Comme la subduction de la croûte continentale n'a pas été bien profonde (environ 10 km) et que ces roches firent leur réapparition à la surface, il faut qu'elles se soient décollées de la lithosphère conformément à la progression orogénétique. L'abaissement de la croûte terrestre par le phénomène de subduction suivi par le décollement et la remontée de cette même croûte est à l'origine du relief, provoquant par l'intermédiaire de l'action de la pesanteur le glissement en avant des nappes.

1. EINLEITUNG

Der Nord-Apennin ist wie die Alpen ein Deckengebirge von kompliziertem Aufbau. Er entwickelt sich orographisch und lithologisch über die Seealpen aus den Westalpen heraus, und doch ist er ganz anders als die Alpen geprägt; denn seine Falten und sein Deckenschub vergieren zur Po-Ebene und sind damit dem alpinen Bauplan entgegengesetzt. Durch diesen Kontrast zog der Nord-Apennin schon früh die Aufmerksamkeit auch transalpiner Geologen auf sich. Zu diesen gehörte der hier geehrte Max Richter, der sich Mitte der fünfziger Jahre der Erforschung dieses Gebirges zuwandte und viele Schüler auf die vielfältigen stratigraphischen und tektonischen Probleme, besonders die des Deckenbaues, ansetzte.

Um diese Zeit herum wurde aber auch von anderer Seite, natürlich in erster Linie von den italienischen Universitäten, die Apenninforschung intensiviert, so daß es bald zu einem enormen Wissensfortschritt kam. Die intensive Geländearbeit, die Erkenntnisse über die Ablagerungsbedingungen der im Apennin reichlich vertretenen Flyschgesteine, genauere stratigraphische Zuordnungen mit Hilfe der Mikropaläontologie, seismischen Krustenuntersuchungen, paläomagnetische Messungen und schließlich, Ende der sechziger Jahre, die Veränderung des geotektonischen Weltbildes durch die Plattentektonik lassen nun die Orogenese des Nord-Apennins und seine Zusammenhänge mit den anderen mediterranen Gebirgen in einem ganz anderen Licht erscheinen, als es zu Beginn der Arbeiten der Berliner Geologen in diesem interessanten Gebirge zu vermuten war.

Man weiß heute, daß die Decken eugeosynklinaler Fazies und jurassisch bis tertiären Alters, die im Apennin auf vorwiegend karbonatischen Gesteinen gleichen Alters und jüngeren Grauwacken liegen, aus einem Gebiet mit ozeanischer Kruste, der Penninisch-Ligurischen Eugeosynklinale, stammen, das seit dem Jura das präalpidische Europa von der mit kontinentaler Kruste ausgestatteten Adriatischen Karbonatplattform, oder Adria-Platte, trennte. Im Zuge der Bewegungen, die die europäische und die afrikanische Platte gegeneinander in Kreide und Tertiär ausführten, wurde das trennende ozeanische Gebiet allmählich beseitigt (subduziert), wobei seine Sedimente und Teile ihrer kristallinen Unterlage (Ophiolithe) erst auf den europäischen Kontinentalrand (Alpen und Korsika) und später auf die Adria-Platte (Apennin) als Decken aufgebracht (obduziert) wurden. Schließlich kollidierten die kontinentalen Krusten und überschoben einander (GIESE, im gleichen Band). Während dieser Vorgänge löste sich Korso-Sardinien als Mikrokontinent von Europa, die Balearische und die Ligurische See öffneten sich, und Korso-Sardinien wurde ebenso entgegen dem Uhrzeigersinn rotiert wie die Adria-Platte (VAN DEN BERG, 1977).

Dauer und Fortschreiten der tektonischen Prozesse lassen sich gerade im Nord-Apennin gut ablesen. Der Sedimentationseinsatz der Grauwackenflysche auf der Adriatischen Karbonatplattform wird von ihrem westlichen Rand ins Innere hinein zunehmend jünger (O-Oligozän bis U-Miozän; BORTOLOTTI, PASSERINI et al. 1979, CARMIGNANI et al. 1978), die Sedimentation wird durch die Ankunft der Ligurischen Eugeosynklinaldecken ebenso sukzessive abgebrochen (U-Miozän bis O-Miozän), und darauf folgend schreitet in gleicher Richtung erst die Kompressions- und dann die Dehnungstektonik vor (WUNDERLICH, 1965: "Orogene Welle"). Abgesehen von einer frühen kretazischen und alttertiären Tektonik im Bereich der Eugeosynklinalen ist also die Orogenese im Apennin ein einaktiger Prozeß.

Neben allen diesen Erkenntnissen gibt es aber noch große Wissenslücken, auch solche die durch detailliertere Geländegeologie wenigstens teilweise zu schließen sind. Hierzu gehört vor allem die Problematik der Paläogeographie und der tektonischen Vorgänge in der Penninisch-Ligurischen Eugeosynklinalen. Auch bei dem Versuch, den noch nicht endgültig geklärten Deckenbau und andere Effekte der Orogenese des Nord-Apennins durch ein Subduktions- und Kollisionsmodell zu klären, treten Schwierigkeiten auf. Im Folgenden soll gezeigt werden, inwieweit Modelle aktueller Inselbogenprozesse verwendet werden können, wo Abweichungen vorliegen und welche modifizierenden Annahmen gemacht werden müssen.

2. DER DECKENBAU

Die hier folgende Aufzählung von tektonischen Einheiten und Decken soll einen für diese Abhandlung erforderlichen Überblick geben; sie ist weder vollständig, noch können alle wichtigen Fakten berührt werden. Abb. 1 gibt einen schematischen Überblick.

2.1 Das Autochthon

Die mesozoischen und alttertiären Schichtfolgen der Poebene, der Umbro-Marken und der Toskana sind denen der Südalpen sehr ähnlich. Sie können als Sediment auf einer absinkenden Karbonatplattform gedeutet werden, die sich vom mittleren Jura bis ins Tertiär in recht großer Wassertiefe (BOSELLINI & WINTERER, 1975: 2000 m) befand.

Während der Apennin-Orogenese wurde das westliche (nach erfolgter Rotation: südwestliche) Randgebiet dieser Plattform tektonisch deformiert. Nur die Po-Ebene, die Umbro-Marken und entsprechende Schichtfolgen, die das Allochthon der Nordostseite des Apennins unterlagern, können als autochthon angesehen werden, obwohl auch diese Sedimente zum Teil von ihrem Untergrund im Niveau der obertriassischen Evaporite abgesichert, wie ihr Faltenstil erkennen läßt. Das Basement hingegen erstreckt sich, nur weitspannung verbogen, bis weit jenseits der Wasserscheide unter den Apennin, wo es bei Pontremoli sogar in bloß 3000 m Tiefe erbohrt wurde. Geophysikalisch scheint es noch weiter nach SW nachweisbar zu sein, doch wird es dorthin in das apenninisch metamorph überprägte Basement der Toskaniden übergehen. Die Sedimentation von Grauwacken in den Umbro-Marken (Marnoso-arenacea-Formation) beginnt im Burdigal.

2.2 Die Toskaniden

Im internen, also südwestlichen Teil des Nord-Apennins, liegen unter dem Allochthon der Liguriden die Toskaniden. Sie sind in bezug auf die mesozoischen und tertiären Gesteine den Umbro-Marken sehr ähnlich, so daß auch sie eindeutig zur Adriatischen Karbonatplattform gehören.

T o s k a n i d e n I: In einem von den Apuaner Alpen bis Grosseto reichenden Bogen tritt die mesozoisch-känozoischen Schichtfolge einschließlich des in Resten erhaltenen Macigno-Grauwackenflysches und ihres paläozoischen Sockels in niedriggradiger metamorpher Oberprägung als unterste anstehende Einheit auf. Die stark gefalteten, geschieferten und in sich verschuppten (Schuppenzone von Massa, Pania della Croce) Toskaniden I werden diskordant von der Decke der nicht metamorphen Toskaniden II überlagert. Da die Metamorphose und Präzierung der Toskaniden I (27 m.j. und 11 m.j., KLIGFIELD et al. 1977) wenigstens teilweise gleichaltrig ist mit der Deckenüberschiebung durch die Toskaniden II, zeigt der scharfe Metamorphosesprung am Überschiebungskontakt, daß auch die Toskaniden I von ihrer heißen Unterlage entwurzelt und auf eine kühle verfrachtet wur-

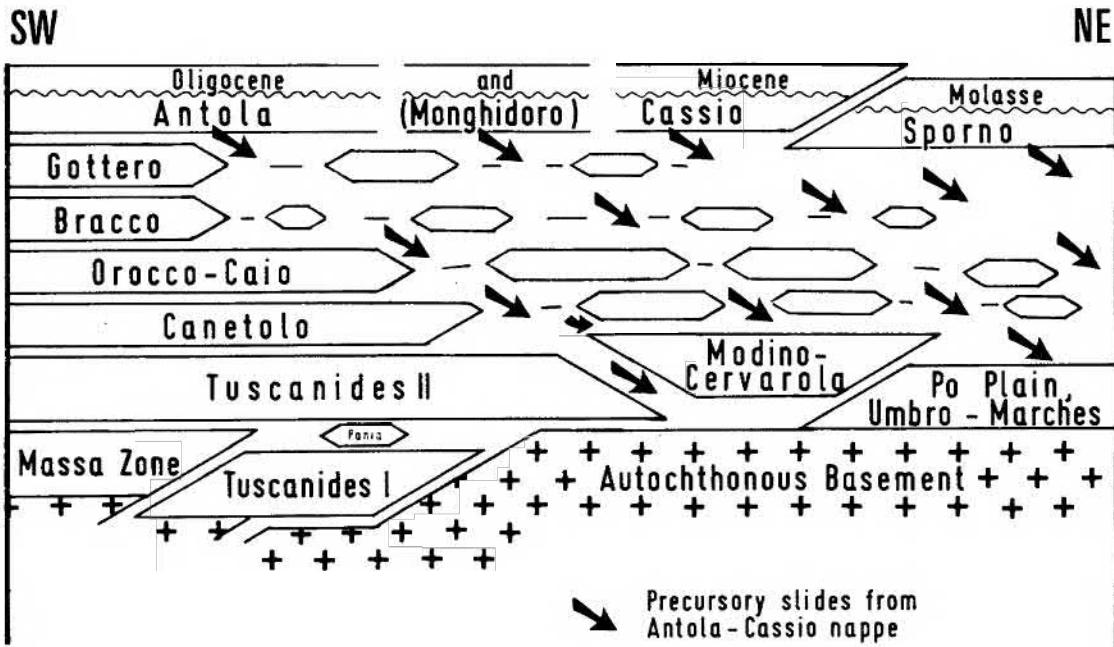


Abb. 1: Schematische Übersicht über die Abfolge und die geometrischen Beziehungen der Decken
Fig. 1: Sketch showing the pile of nappes and their mutual geometric relations

den (GROSCURTH et al., 1978; REUTTER, TEICHMÜLLER et al., 1978).

T o s k a n i d e n II: Diese weitreichende Decke wird von einer lithologisch den Toskaniden I eng verwandten, nicht metamorphen Abfolge karbonatischer und kieseligiger Sedimente (O-Trias bis Oligozän) und dem mächtigen, im O-Oligozän einsetzenden Grauwackenflysch (Macigno) gebildet. Die Decke wird meist aus dem südwestlichsten Bereich der Karbonatplattform herbezogen, wo sie an der obertriassischen Evaporitserie während der orogenetischen Kompression abscherete. Als Stirn dieser Decke wird die große liegende M. Orsaro-M. Cetona-Antiklinale im zentralen Teil des Nord-Apennins angesehen.

2.3 Die Liguriden

Die allochthonen Sedimentgesteine, die die Toskanischen und Umbro-Markischen Serien überlagern, unterscheiden sich von diesen wesentlich in Fazies und Mächtigkeit. Da einige von ihnen Ophiolithe führen, müssen sie ihren Ursprung in einem ozeanischen Becken gehabt haben oder auf tektonisch dislozierten Fragmenten ozeanischer Kruste sedimentiert worden sein.

C a n e t o l o - D e c k e: Der Macigno-Grauwackenflysch der Toskaniden II wird von überwiegend aus dem ursprünglichen Verband gerissenen Flyschformationen überlagert, die aus kalkigen Mikrobrekzien, detritischen Kalken, Mergeln, Tonen und Grauwacken paläozänen und eozänen Alters und oligozänen (lokal Untermiozän?) konglomeratischen Grauwacken mit reichlich Andesitschutt bestehen. Das Material der Canetolo-Decke bildet im obersten Teil des Macigno Olisthostrome, kommt aber darüber auch in Form echter Gleitdecken vor. Möglicherweise stellt diese unterste Decke der Liguriden den abgesicherten tertiären Anteil der überwiegend kretazischen Orocco-Caio-Einheit dar.

O r o c c o - C a i o - D e c k e: Die im Hangenden der Canetolo-Einheit folgende Decke besteht aus einem dunklen, kalkigen Helminthoideen-Flysch (Santon-Paläozän), der in großer Meerestiefe abgelagert wurde (SCHOLLE, 1971; SAGRI 1979) und einem Basiskomplex, der von einer sedimentären Mélange aus Sandstein-Flysch (Ostia-Sandstein), Olisthostromen, turbiditisch resedimentiertem Ophiolith-Schutt, kleinen und großen Massen von Ophiolithen und mylonitischen variskischen Graniten besteht. Dieser Basis-Komplex zeigt die starke syndementäre tektonische Aktivität im Grenzbereich ozeanischer und kontinentaler Kruste während der tieferen Oberkreide (ELTER & RAGGI, 1965).

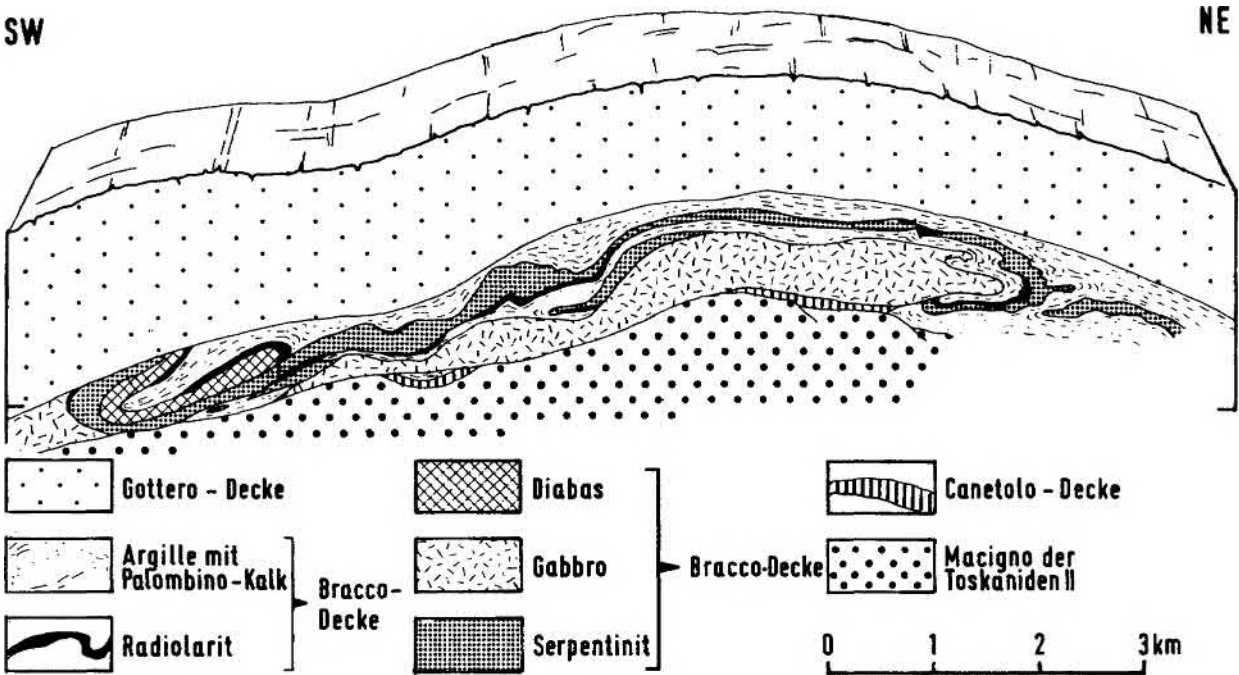


Abb. 2: Oberschiebung der Bracco- und Gottero-Decke über tiefere Liguriden und Toscaniden II (aus DECANDIA & ELTER, 1972). Die isoklinalen Falten in den Ophiolithen der Bracco-Decke werden auf flache Abschälung von einem ozeanischen Basement zurückgeführt.

Fig. 2: Bracco and Gottero overthrust upon lower Ligurides and Toscanides II (from DECANDIA & ELTER, 1972). The isoclinal folds within the ophiolites of the Bracco nappe are explained by detachment from an oceanic basement along an almost horizontal fault plane.

Zur Orocco-Caio-Einheit werden hier auch der Casanova- und der Dosso-Komplex gezählt, die jedoch möglicherweise tektonisch selbständig sind. Oberhaupt ist eine genaue Abgrenzung dieser Einheit schwierig, da ähnliche Sedimente auch in den internen Liguriden gefunden werden. Aber überall, wo die Orocco-Caio-Decke in ihrer definierten Position erscheint, ist sie nicht von oligozänen oder jüngeren Sedimenten des internen synorogene Beckens (Abb. 3) überlagert, ganz im Gegensatz zu den Gesteinen der höchsten Liguriden-Decke (Antola-Cassio).

Bracco-Decke: Nördlich von La Spezia taucht die Orocco-Caio-Decke nach Westen unter eine Gesteinsfolge, die sich aus einer ophiolithischen Unterlage, Radiolariten, Kieselkalken (Calpionellen-Kalk) und Ton-schiefern (Argille mit Palombinokalken und Lavagna-Schiefer) zusammensetzt (PAGANI et al., 1972). DECANDIA & ELTER (1972) konnten zeigen, daß diese oberjurassische bis unterkretazische Schichtfolge zu einem Stapel NE-vergenger großer liegender Falten mit den Ophiolithen in den Sattelkernen verformt wurde (Abb. 2).

Gottero-Decke: Die nächst höhere Einheit ist durch tektonische Kontakte von der Bracco-Decke getrennt, obwohl sie aufgrund ihrer Fazies und ihrer stratigraphischen Reichweite von der Unterkreide bis zum Paläozän ursprünglich das Hangende der Bracco-Serie dargestellt haben kann. Ihre charakteristische Formation ist der Gottero-Grauwacken-Flysch, der von stark durchbewegten Sedimenten (Giariette-Formation) überlagert wird. Der Grenzbereich beider Formationen, die sonst Mikrofaunen des Alb-Cenomans führen, lieferte Foraminiferen des Paläozäns (PASSERINI & PIRINI, 1964).

Antola-Cassio-Decke: Die höchste und zugleich weitest transportierte Decke des Nord-Apennin, Antola-Cassio-Decke nach REUTTER & GROSCURTH (1978), setzt sich aus verschiedenen Untereinheiten zusammen (Antola-, Monghidoro-, Cassio- und Sporno-Untereinheit). Diese wurden im Laufe der obereozänen "Ligurischen Phase", die die Oberschiebung (Obduktion) der Penninischen Eugeosynklinalserien auf den Rand des europäischen Kontinents in den Alpen und auf Korsika bewirkte, zu der heutigen Anordnung zusammengefügt. Eine Bedeckung von molasseartigen Sedimenten (u.a. Ranzano-Sandstein) von obereozänem bis miozänem Alter liegt zum Teil mit scharfer Winkeldiskordanz (Antola und Monghidoro), zum Teil konkordant (Sporno und externer Cassio) auf allen diesen Untereinheiten und verbindet sie miteinander.

Die Antola-Untereinheit umfaßt eine Schichtfolge von der Oberkreide bis in das Paläozän mit einem mächtigen Helminthoideen-Flysch, der als tiefmeerische Ablagerung gilt (SCHOLLE, 1971; SAGRI 1979). Die Cassio-Schichtfolge ist ähnlich, aber ihr Basiskomplex enthält Gerölle und Blöcke kontinentalen, offensichtlich insubrischen Ursprungs (SAMES, 1970). Es ist bemerkenswert, daß die Cassio-Untereinheit, allerdings ohne ihre tertiären Molasse-Sedimente auch in den Westalpen in allochthoner Position gefunden wird (Simmen-Decke, ELTER, ELTER et al. 1966). Der Monghidoro-Flysch (Maastricht bis Paläozän) besitzt Anklänge an den Cassio-Flysch, ist aber im wesentlichen aus gröber klastischem Material aufgebaut. Der mergelige Sporno-Flysch (Paläozän-Mitteleozän) führt an seiner Basis Kreide-Sedimente, die dem Orocco-Caio-Flysch entsprechen. Südöstlich der Prato-Sillaro-Linie, einer markanten Querstruktur des Apennins, ist die Antola-Cassio-Decke hauptsächlich durch den kalkigen Morello-Flysch (Paläozän-Eozän) und seine aus verschiedenen Flyschen der Oberkreide und Ophiolith-Schollen bestehende Unterlage repräsentiert. Diese Untereinheit wird örtlich von Molasse-Sedimenten des Unter- und Mittelmiozäns überlagert.

Nördlich Genua ist die so heterogene Antola-Cassio-Decke mit den westalpinen Einheiten der Sestri-Voltaggio-Zone, des Piemontais und des Briançonnais durch die diskordant alles überlagernden oligozänen und jüngeren Molassen fest verbunden. Da die Deckennatur dieser Einheit unbestreitbar ist (Fenster von Traschio und Bobbio z.B.), wird dadurch impliziert, daß diese Gesteine der Seeralpen ebenfalls in die Apennintektonik verwickelt sind und für diese die Rolle des Hinterlandes spielen. Ihre apenninische Allochthonie ist sowohl gravimetrisch wie auch durch die Krustenstruktur nachweisbar (RÖWER et al. 1977; REUTTER, GÖNTHER et al. 1978; GÖNTHER & REUTTER, 1978).

Modino-Cervarola-Einheit: Die Probleme des Deckenbaus im Nordapennin werden durch die Modino-Cervarola-Einheit erschwert, die einerseits eine Mittelstellung zwischen den allochthonen Toskaniden II und den autochthonen Umbro-Marken einnimmt, andererseits aber auch enge Beziehungen zu den Liguriden besitzt. Sie besteht überwiegend aus Grauwackenfolgen, die in Fazies und Alter sich mit dem Toskanischen Macigno und der umbromarkischen Marnoso-arenacea-Formation überlappen. Sie unterscheiden sich jedoch dadurch von beiden, daß ihre Grauwacken an ihrem internen Rand sedimentär auf Ligurischen Gesteinen (Gleitmassen?) liegen, wiederholte Einschaltungen von Olisthostromen solchen Materials enthalten und auch sonst zahlreiche Phänomene synsedimentärer Tektonik zu beobachten sind (REUTTER, 1970).

Mit ihrem Unterlager aus ligurischem Material überlagert die Modino-Cervarola-Einheit direkt den Macigno der Toskaniden II entlang ihrer frontalen M. Orsaro-M. Cetona-Antiklinale; an ihrem externen Rand ist sie, ohne Ligurische Basis, nordostwärts über die Marnoso-arenacea-Formation der Umbro-Marken überschoben. Die erwähnten Schwierigkeiten in der Zuordnung die Einheit ergeben sich aus dem Widerspruch, daß sie entsprechend ihrer Position in Bezug auf Toskaniden II und Umbro-Marken einerseits als von weither eingeschobene Decke erscheint (PLESI, 1975), andererseits auf Grund des Alters und der Fazies ihrer Grauwacken ihr Ursprung zwischen diesen beiden Zonen liegen sollte (REUTTER, 1968).

3. PALÄOGEOGRAPHISCHE REKONSTRUKTION

Die tektonischen Strukturen in Decken und Autochthon sind, abgesehen von wenigen Ausnahmen, nach NE gerichtet. In gleicher Richtung schreitet die Orogenese vor, und der Deckenstapel wird dorthin unvollständiger und ungeordneter (Abb. 1). Es liegt deshalb nahe, die Ligurischen Decken aus einem ozeanischen Becken herzuleiten, das ursprünglich die Adriatische Karbonatplattform im W begrenzte.

Dennoch ist das Verteilungsmuster der Penninisch-Ligurischen Serien im Apennin so kompliziert, daß auch ganz oder teilweise von einer solchen Ausgangssituation abweichende Vorstellungen geäußert wurden. Besonders in Bezug auf allochthone Schollen, die heute in den Außenzonen des Apennins liegen und nur dort gefunden werden (Monghidoro-, Cassio- und Sporno-Komplex, nach REUTTER & GROSCURTH, 1978: Untereinheiten der Antola-Cassio-Decke) gab es verschiedene Vorstellungen. So vermuteten REUTTER & SAMES (1964), daß diese Schichtfolgen in einer Abzweigung der Penninisch-Ligurischen Eugeosynklinale, die das Toskanikum von den Umbro-Marken getrennt hätte (Emilianikum; dazu auch REUTTER 1968), einzuwurzeln wären und daher nicht einen solchen Fernschub wie die übrigen Liguriden erlitten hätten.

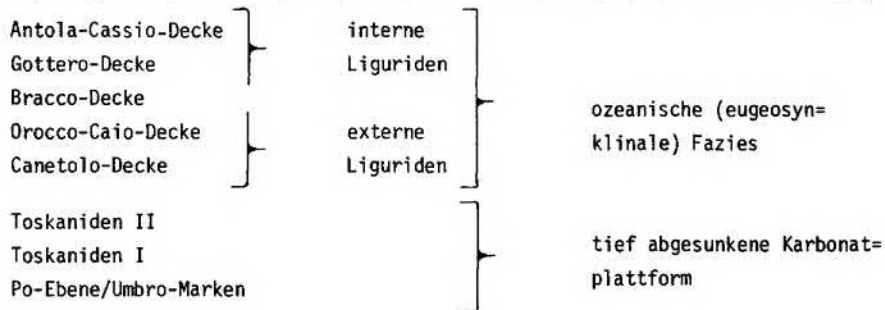
Ein großer Teil der Schwierigkeiten bei der paläogeographischen Rekonstruktion des Eugeosynklinalraumes ist zweifellos darauf zurückzuführen, daß er schon seit der höheren Unterkreide - mit Höhepunkten während

der tieferen Oberkreide, des Paläozäns und des oberen Eozäns ("Ligurische Phase") - tektonischen Veränderungen durch Prozesse wie "spreading", "fracturing" und Subduktion ausgesetzt war. ELTER (1973) nahm an, daß der Ligurische Deckenstapel, mit Ausnahme der erwähnten in den Apennin-Außenzonen liegenden Komplexe, während der obereozänen Faltungsphase bereits angelegt worden war.

ELTER (1973) trug damit gewissen lithologisch-stratigraphischen Beziehungen Rechnung, wie z.B. der Ähnlichkeit zwischen Antola- und Orocco-Caio-Flysch. Nun zeigte aber ZANZUCCHI (1978) und IACCARINO et al. (1974), daß die einzelnen Elemente der eugeosynklinalen Gesteinsfolgen anhand stratigraphischer und sedimentologischer Vergleiche auf keinerlei Weise zu einem befriedigenden paläogeographischen Bild zusammengefügt werden können.

In der vorliegenden Arbeit wird nach REUTTER & GROSCURTH (1978) der Obereinanderfolge der einzelnen Decken mehr Bedeutung beigemessen als lithologischen Ähnlichkeiten. Wenn vorausgesetzt wird, daß die gegenwärtige Obereinanderstapelung der Decken im wesentlichen während der apenninischen Orogenese im Oligozän und Miozän angelegt wurde und nicht bereits vorher, so ist die paläogeographische Anordnung, die sich aus der einfachen Deckenabwicklung nach der Regel ergibt, daß die höheren Decken aus jeweils weiter entfernten Gebieten stammen, nicht schlechter als solche entsprechend anderen Überlegungen. Es bietet sich dafür der Vorteil, daß für die Entstehung des Deckenstapels aus einer solchen paläogeographischen Rekonstruktion Modelle heute aktiver Plattenränder benutzt werden können.

Unter der Voraussetzung, daß die Abgrenzung der Einheiten und die Aufeinanderfolge der Decken, wie sie dargelegt wurden, korrekt ist, und daß keine mehrfachen gegenseitiges Überholen der Decken stattfand, ergibt eine Deckenabwicklung (ohne Berücksichtigung der syntektonischen Modino-Cervarola-Einheit) gemäß der Gesetzmäßigkeit der Stapelungsabfolge die folgende prä-apenninische paläogeographische Anordnung (von SW nach NE)



Die eugeosynklinalen Einheiten müssen nicht alle lateral zueinander angeordnet gewesen sein. Die Gottero-Einheit lag wahrscheinlich auf der Bracco-Einheit. Da die Gottero-Einheit nur das Paläozän erreicht, mag sie von jüngeren Formationen (z.B. Sporno-Flysch) überlagert gewesen sein, die dann später durch Divertikulation eine eigene Decke bildeten. Mittels dieser Abwicklung und anhand solcher Überlegungen ergibt sich eine prä-apenninische Paläogeographie wie sie in Abb. 3, Profil A, dargestellt ist. In diesem Profil wird eine Unterscheidung zwischen internen Liguriden (Antola-Cassio-Einheit) und externen Liguriden (Orocco-Caio-Einheit und Canetolo-Einheit) ähnlich wie bei BRAGA et al. (1972) getroffen, die auf der Anwesenheit (interne L.) oder dem Fehlen (externe L.) der synorogenen Molasse-Sedimente von Oligo-Miozän-Alter auf diesen Einheiten beruht.

Diese palinspastische Anordnung der eugeosynklinalen Einheiten befriedigt nicht alle durch Stratigraphie, Fazies und klastische Komponenten angezeigten Beziehungen. Isopische Formationen wie der Antola- und der Orocco-Caio-Helminthoideenflysch oder der Canetolo-, Sporno- und Dosso-Kalkflysch (ZANZUCCHI, 1978) sind in diesem Schema voneinander getrennt. So ist auch die Cassio-Folge mit ihren insubrischen Geröllen in der Mitte der Eugeosynklinale weit entfernt vom insubrischen Kontinentalhang gelegen. Einige der paläogeographischen Probleme mögen durch die prä-apenninische alpidische Orogenese während des oberen Eozäns (Ligurische Phase) bedingt sein, die den Antola- und den Cassio-Flysch bereits in Deckenbewegungen verwickelte. Darüber hinaus ist möglich, daß die Eugeosynklinale wesentlich komplexer gestaltet war, als allgemein angenommen wird.

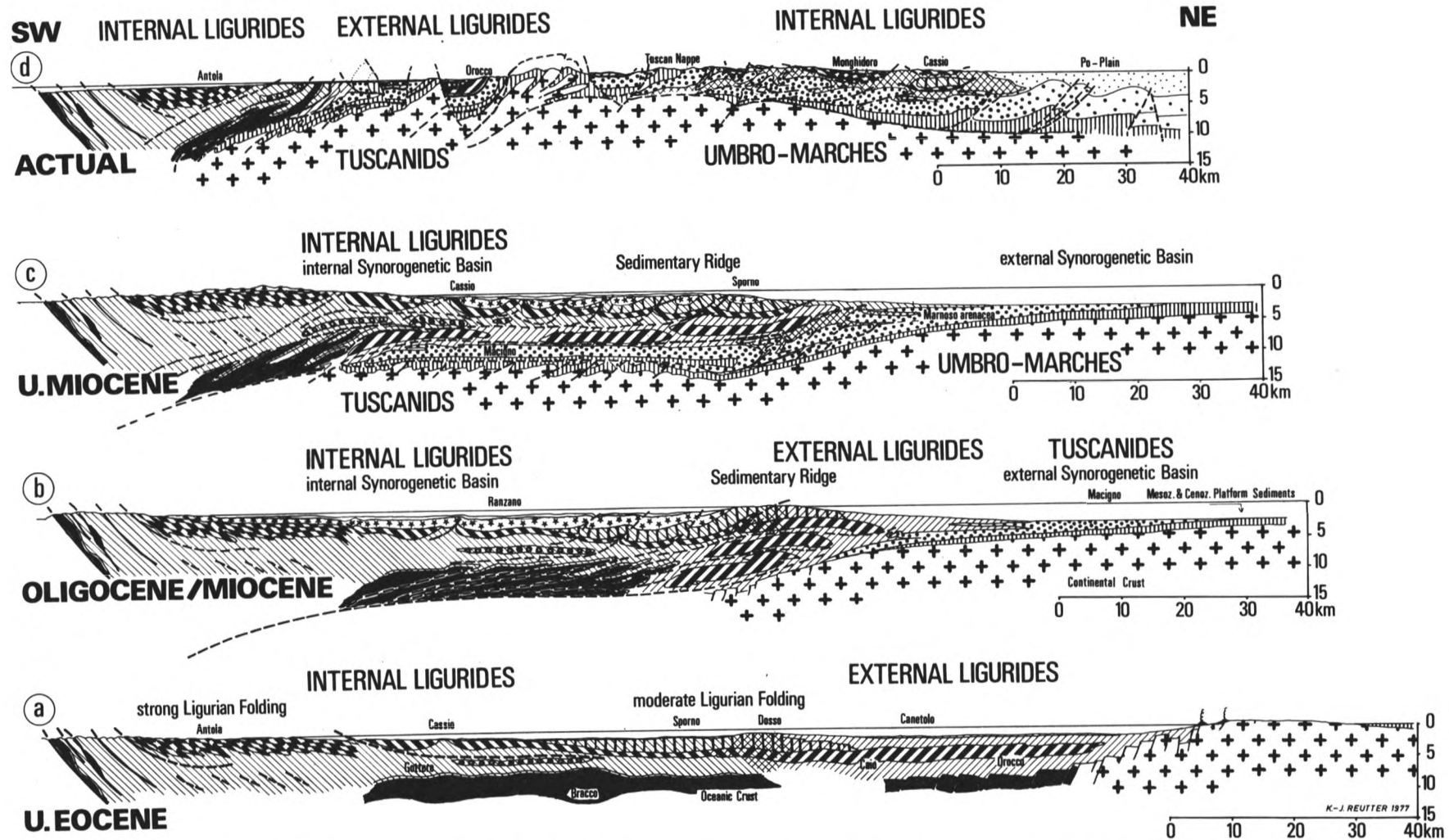


Abb. 3: Tektonische Entwicklung des Nord-Apennins seit dem Obereozän. Linke Seite entspricht dem Rand der Oberplatte. Der Subduktionsprozeß erfaßt erst die restliche Ozeanische Eugeosynklinale an flach nach SW einfallenden Subduktionsbahnen, dann die kontinentale Lithosphäre der Adria-Platte. Diese wird von der rechten Seite (NE) her eingeschoben (aus REUTTER & GROSCURTH, 1978; mit einigen Änderungen).

Fig. 3: Tectonic evolution of the Northern Apennines from the Late Eocene to present. Left side corresponds to a frontal part of the upper plate. The subduction process first affects the residual eugeosyncline along very low angle thrust faults dipping to the SW and then the continental lithosphere of the Adriatic plate. This latter crust is introduced from the right side (from REUTTER & GROSCURTH, 1978, with slight modifications).

4. AUBAU EINES "FOREARC"-SYSTEMS

Bei dieser paläogeographischen Rekonstruktion wird ebenso wie bei den plattentektonischen Modellen von BOCCALETTI, ELTER et al. (1971), BOCCALETTI & GUAZZONE (1975) und REUTTER, GONTER et al. (1978) vorausgesetzt, daß während der Ligurischen und vorhergegangener Phasen zwar der westliche, Penninische Teil der Eugeosynklinalen durch Subduktion an einer nach E (oder SE) einfallenden Fläche konsumiert wurde und seine Sedimente und ozeanischen Krustenfragmente (Ophiolithe) in Form von west- (oder nordwest-) vergentenden Decken auf den europäischen Kontinentalrand in den Westalpen und auf Korsika transportiert wurden, aber der östliche Ligurische Teil noch erhalten blieb. Wie erwähnt wurden auch die Antola-, Monghidoro- und Cassio-Subeinheit der internen Liguriden von den obereozänen Bewegungen betroffen, doch mögen sie im Gegensatz zu ihren weit verfrachteten Äquivalenten in den Westalpen (Flysch von San Remo, Embrunais, Simmen-Decke) ihren ozeanischen Untergrund nicht verlassen haben. Die apenninische Orogenese kann so als Effekt der Konsumtion dieser restlichen ozeanischen Lithosphäre betrachtet werden, die im Oligozän mit einer nun invertierten, nach SW (Rotation der Adria-Platte ist nicht berücksichtigt) einfallenden Subduktionszone begonnen haben muß.

Man kann annehmen, daß entsprechend den Verhältnissen bei rezenter Subduktion an der Küste von Oregon (SEELY et al., 1974) und im Java-Graben (BECK & LEHNER, 1974) die restlichen eugeosynklinalen Sedimente zusammen mit einer dünnen Schicht ihres ozeanischen Basements entlang einer fast horizontal verlaufenden Subduktionsbahn abgeschert wurden (Abb. 3, Profil B). Einen deutlichen Hinweis auf einen solchen Mechanismus geben die großen liegenden, NE-vergenten Isoklinalfalten der Bracco-Decke, deren Sattelkerne jeweils von Serpentin, Gabbro und Pillow-Lava gebildet werden (DECANDIA & ELTER, 1972; Abb. 2). Wo die aus der Subduktionsbahn sich abspaltenden Überschiebungen die Oberfläche erreichten, wurde nach Art eines "accretionary wedge" (SEELY et al., 1974) eine Masse von eugeosynklinalen Sedimenten, im wesentlichen wohl aus der Caneto-Lo-Einheit und Schollen der Orocco-Caio-Einheit bestehend, zu einem Subduktionskomplex (DICKINSON & SEELY, 1979) und Sedimentrücken ("sedimentary ridge") aufgestapelt. Die Mächtigkeit des Subduktionskomplexes und damit die maximale Versenkung ergibt sich aus der Prehnit-Pumpellyit-Metamorphose der Ophiolithe des Nord-Apennins, die nach CORTESOGNO & VENTURELLI (1978) ungefähr unter einem Druck von 2,5 kb, entsprechend etwa 9 km Gesteinsauflast, entstanden sein sollte. Am M. Argentario und auf der Insel Giglia, also in sehr interner Position, erscheinen kleine Vorkommen stärker metamorpher Ophiolithe (Glaukophan!, ca. 20 km Versenkung), doch wäre hier zu untersuchen, ob nicht eine ältere, alpidische Prägung (Kreide, Tertiär) vorliegt.

Die Existenz eines solchen Rückens im Oberoligozän ergibt sich aus der Tatsache, daß zu diesem Zeitpunkt zwei Sedimentationsbecken existierten, die offenbar miteinander keine Verbindung besaßen. Dabei handelte es sich

1. um ein internes synorogenetisches Becken, in dem auf der Antola-Cassio-Einheit weitgehend molasseartige Gesteine zum Absatz kamen (Loiano- und Ranzano-Sandstein) und
2. um ein externes synorogenetisches Becken, in dem auf toskanischer Unterlage offenbar in wesentlich tieferem Wasser ein Grauwackenflysch entstand (Abb. 3, Profil B).

Während die Schüttung im erstgenannten Becken im wesentlichen von SW, aus den Bereichen alpiner Orogenese (Korsika, Seealpen) kam (IBBEKEN, im gleichen Band; 1970), erfolgte sie im zweiten Becken trogparallel von NW, vermutlich aus dem Kristallin des Westalpenbogens (DENEKE & GONTER, im gleichen Band; BORTOLLOTTI et al., 1970). Von dem trennenden Sedimentrücken gingen jedoch schlammstromartige Rutschungsmassen ab, die sich lateral in die Grauwacken einschalteten.

Eine solche Becken- und Schwellenkonfiguration läßt sich unmittelbar mit den von DICKINSON et al. (1979) charakterisierten Sedimentationsbecken im Bereich aktiver Subduktionszonen vergleichen (Abb. 4). Darin entspricht dem Tiefseegraben der Macigno-Trog, der Subduktionskomplex ist die hauptsächlich von den externen Liguriden aufgebaute Schwelle, das "forearc-basin", das man nach diesen Autoren als "residual" bezeichnen könnte, wäre dem internen synorogenetischen Becken gleichzusetzen, während das "Arc Massif" vom Ostrand Korsikas und den Seealpen gebildet gewesen wäre. Zur Bildung eines vulkanischen Inselbogens kam es jedoch nicht.

Entsprechend diesem "Forearc"-Modell muß sich wenigstens vom oberen Oligozän ab nicht nur die ozeanische Kruste der Eugeosynklinalen durch Subduktion abgesenkt worden sein, sondern auch der Rand der kontinentalen Adria-Platte. Da deren Kruste jedoch relativ dünn gewesen zu sein scheint (< 25 km) und ihre Sedimentations-

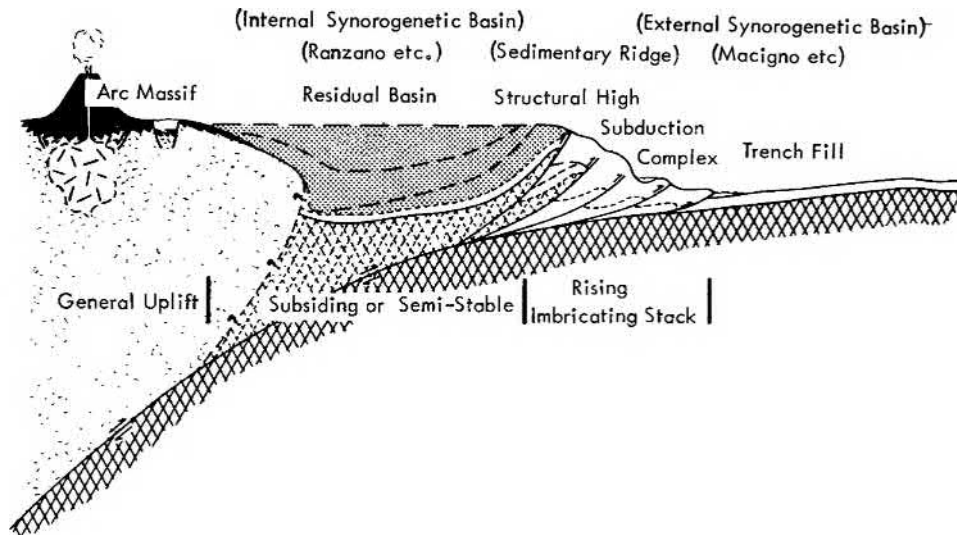


Abb. 4: Inselbogen mit "Forearc" nach DICKINSON & SEELY (1979). Auf den Nord-Apennin übertragen entspricht der Grabenfüllung der Macigno der Toskaniden (externes synorogenetisches Becken) und dem "Forearc basin" das Sedimentationsbecken auf der Antola-Cassio-Decke (internes synorogenetisches Becken).

Fig. 4: Island arc with a forearc after DICKINSON & SEELY (1979). If the model is referred to the Northern Apennines, the trench fill corresponds to the Macigno of the Tuscanides (external synorogenic basin), while the forearc basin is related to the sedimentary basin on top of the Antola-Cassio-nappe (internal synorogenic basin).

geschichte beginnend mit dem Jura ein ständiges Absinken in größere Meerestiefen mit ähnlichen Geschwindigkeiten wie bei einem ozeanischen Becken zeigt (BOSELLINI & WINTERER, 1975), ist die randliche Subduktion nicht unwahrscheinlich.

5. DIE WEITERE OROGENETISCHE ENTWICKLUNG

Das in der Eugeosynklinale am Rand der Adria-Platte gebildete "Forearc"-System verlagerte sich im Laufe des Miozän weiter nach NE in die Adriatische Kontinentale Kruste hinein. Es bildete dabei stets den internen Hang ("inner slope") des vorgelagerten Grauwackentrog. Das bedingt jedoch auch, daß die Abwärtsneigung infolge beginnender Subduktion kontinuierlich randfernere Partien der Adria-Platte ergriffen haben muß. Mit dem jeweils jüngeren Alter der Grauwacken kamen daher auch die Schlammflüsse und Gleitmassen vom internen Hang entsprechend später im Trog an (DALLAN NARDI & NARDI, 1975).

Die Vorgänge an diesem internen Hang sind im Nord-Apennin vielfach hervorragend dokumentiert, denn die Ankunft der allochthonen Massen war von ständiger Sedimentation von Grauwacken und Silten begleitet, die zum Teil ihrerseits mit den sich vorschiebenden Liguriden zusammen disloziert wurden. Solchen Prozessen verdankt die Modino-Cervarola-Einheit ihre Entstehung. Ihre Grauwacken wurden als interner Randbereich verschiedener Niveaus des Macigno und später der Marnoso-arenacea-Formation auf und vor Ligurischen Gleitmassen abgelagert. Noch während der Sedimentation wurden sie an der Front des Subduktionskomplexes über zentralere Teile des Beckens geschoben und schließlich in einer letzten Phase unter dem nachdrängenden Allochthon begraben.

Bei der Verlagerung des externen synorogenetischen Beckens das Unter- und Mittelmiozän hindurch blieb die "Forearc"-Konfiguration gewahrt. Weiterhin entstanden in einem internen synorogenetischen Becken Sedimente flacheren Wassers in recht großen Mächtigkeiten (bis 2000m), und ein Sedimentrücken trennte die Becken voneinander. Dieser Rücken setzte sich jedoch zunehmend aus Material der Antola-Cassio-Decke zusammen, denn im Modeneser und Reggianer Apennin finden sich in Olisthostromen des Mittelmiozäns nicht nur solche Flysche sondern auch Schollen der Oligozänmolassen, die zu dieser Zeit in die Gleitungen zum externen Trog einbezogen worden waren.

Infolge des weiten Vorschubes der Antola-Cassio-Decke blieben die tieferen Liguriden unter ihr zurück

(Abb. 3, Profil C). Dabei wurden jedoch Teile der tieferen Decken abgelöst und nach NE mitgeschleppt. So gibt es in den externen Apenninonen vereinzelt Partien von Canetolo-Material, die meist noch von Schollen des Orocco-Caio-Flysch überdeckt sind (z.B. M. Prampa und M. Rocca im Reggiano und Modeneser Apennin). Wahrscheinlich kann auch die große Masse des M. Caio selbst als Element gelten, das in die Bewegung der großen Antola-Cassio-Einheit einbezogen und so weiter nach NE verfrachtet wurde als andere Teile der Orocco-Caio-Decke. Nahe der tektonischen Basis des Monghidoro-Flysch sind verschleifte Reste der Bracco-Decke (z.B. Sasso di Castro und M. Beni am Passo della Futa) und Reste der Gottero-Decke (z.B. "Frassinoro-Sandstein" bei RENTZ, 1970 und REUTTER, 1968) zu finden. Durch den Vorstoß der Antola-Cassio-Decke über die anderen Ligurischen Decken hinweg bis an den Rand der Poebene und durch Hebung und Erosion im südwestlichen Apennin wurde die zunächst schwierig zu deutende Situation geschaffen, daß heute dort vorwiegend die externen Liguriden anzutreffen sind, wohingegen die Monghidoro-, Cassio- und Sporno-Subeinheiten der internen Liguriden auf die Nordostflanke des Gebirges beschränkt sind (Abb. 3, Profil D).

Infolge der Reduktion der Mächtigkeit des Ligurischen Deckenstapels bei der Vorwärtsbewegung muß die Front der Liguriden im Mittel- und Obermiozän den Charakter eines Subduktionskomplexes verloren haben. Dazu kommt, daß wenigstens vom Mittelmiozän ab der externe synorogentische Trog deutlich flacher wurde, so daß am Ende des Obermiozäns Sedimente, die auf dem örtlich sich immer noch bewegenden Allochthon entstanden, kaum andere Fazies besaßen als davor abgelagerte. Mit dem Ende des Unterpliozäns wurden die Ligurischen Gleitmassen in den mächtigen Molassesedimente der Po-Ebene festgelegt und zugeschüttet.

Betrachtet man die vertikale Entwicklung im südwestlichen Apennin, so zeigt sich, daß die Absenkung der Toskanischen Kruste nach Ankunft der Olisthrome auf und im Macigno der Toskaniden II weiterlief. Zunächst folgten große zusammenhängende Gleitmassen der Canetolo-Decke und über diese legte sich die mächtige Orocco-Caio-Einheit vermutlich als Gleitdecke. Darüber folgten Bracco- und Gottero-Decke, doch wurde im SE bei deren Überschiebung ein Teil des liegenden Allochthons wieder ausgequetscht (DECANDIA & ELTER, 1972, BRAGA et al. 1972). Wahrscheinlich schob sich auch gleichzeitig die Front der Antola-Cassio-Decke als höchste Ligurische Einheit nach NE vor. Da aber auf ihr, wie ausgeführt wurde, das interne synorogentische Becken fortbestand, ist gesichert, daß alle diese Vorgänge sich unter dem Meeresspiegel abspielten, über den vielleicht nur der Sedimentrücken als Inselkette herausragte.

Man kann vermuten, daß zu dem Zeitpunkt, als dieser Sedimentrücken auf Toskanisches Gebiet verlagert wurde, 5 bis 8 km Ligurischer Sedimente auf dem Macigno angehäuft waren. Dieser Betrag muß der maximalen Subduktionstiefe in Bezug auf die Macigno-Oberfläche entsprochen haben. In der Tat zeigen die Toskaniden noch nicht einmal eine schwache Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose, die auf größere Versenkung schließen lassen könnte. Die Pumpellyit-Prehnit-Fazies mancher Ophiolithe (CORTEGNO & VENTURELLI, 1978), oder gar die Glaukophan-Führung einiger kleiner Vorkommen wird hier, wie erwähnt, auf die Anlage des Subduktionskomplexes in der Eugeosynklinale im Oligozän zurückgeführt und damit als transportiert angesehen.

Die Versenkung des Toskanischen Randes der Adria-Kruste unter den Subduktionskomplex kam also ziemlich schnell zu einem Ende, obwohl sich der Vormarsch der Liguriden nach NE ununterbrochen fortsetzte, wie im vorhergehenden gezeigt wurde. In diesem Zusammenhang muß wohl auch die Abscherung der Toskaniden II von ihrer Unterlage gesehen werden. Diese kann nicht an einer nach SW einfallenden Überschiebungsfläche erfolgt sein, da unter solchen Umständen innerhalb der Decke entsprechende Kompressionsstrukturen, wie interner Schuppenbau, Druckschieferung usw., entstanden sein sollten. Eher ist zu vermuten, daß das kontinentale Basement zur Zeit der Abscherung flach lag oder sogar nach NE schwach geneigt war, so daß eine gravitative Unterstützung der Deckenbewegung möglich wurde (Abb. 3, Profil C). Daraus muß wiederum der Schluß gezogen werden, daß die ursprüngliche Abwärtsbewegung der Kruste, die die Aufbringung des Ligurischen Subduktionskomplexes ermöglicht hatte, sich langsam in eine Aufwärtsbewegung umkehrte.

Das Wiederauftauchen der anfänglich bis in geringe Tiefe subduzierten Kruste wird schon durch die heutige Situation des Apennins bestätigt. Die tieferen Einheiten (Toskaniden) tauchen nach SW nicht etwa unter ein mächtiger werdendes Allochthon ab, sondern erscheinen immer wieder in Fenstern, auch in den internsten Bereichen (Elba!). Ein klarer Beweis ist vor allem das Fehlen von Kristallin-Decken im Nord-Apennin, die bei weitergehender Versenkung als Krustenteile der Oberplatte auf dann stärker metamorphen eugeosynklinalen Decken zu finden sein sollten.

Außer der Abscherung der Toskaniden II muß ein solcher Wiederaufstieg auch ein Abgleiten und Ausdünnen

des Ligurischen Deckenstapels zur Folge gehabt haben, wie es in den internsten Bereichen des Apennins, z.B. auf Elba, zu sehen ist. Für ein Zurückgleiten nach SW gibt es keine Anhaltspunkte; die ganze auf den Kontinentalrand der Adria-Platte obduzierte Masse an ozeanischen Sedimenten wurde vielmehr durch das Wiederauftauchen dieses Randes zum Abgleiten in vorgelagerte Krustenabschnitte veranlaßt, die infolge der dort weiter wirksamen Absenkung in größerer Tiefe lagen. Das passive Gleiten unter weitgehendem Verlust des inneren Zusammenhanges des Allochthons, auch des Toskanischen ("serie toscana ridotta!"), ist besonders deutlich in der zentralen und südlichen Toskana, wo die Verlagerung von Absenkung und Wiederaufstieg wesentlich schneller als im NW des Apennins war.

Die aufsteigende Toskanische Kruste erlitt eine intensive Kompressionstektonik und bei Wärmezufuhr eine Grünschiefer-Metamorphose. Die Überschiebungstektonik erfaßte dabei zunehmend tiefere Bereiche, so daß auch die Toskaniden I samt Teilen ihres paläozoischen Sockels entwurzelt und nach NE auf eine kühlere Unterlage geschoben wurden. Zeitlich standen diese in größeren Tiefen stattfindenden Vorgänge im Zusammenhang mit der oberflächennahen Überschiebungstektonik der Liguriden in den Außenzonen des Nord-Apennins während des oberen Miozäns.

6. ABWEICHUNGEN VOM NORMALEN INSELBOGENMODELL

Die geschilderte tektonische Entwicklung verlief vom Untermiozän ab offensichtlich wesentlich anders, als es von aktuellen Subduktionsmodellen bekannt ist. So sind nicht die von SEELY et al. (1974) beschriebenen, in den Subduktionskomplex einfallenden Überschiebungsflächen festzustellen, wie sie durch keilförmige Akkretion von Sediment der Unterplatte zustandekommen sollen. Statt dessen erfolgten die Überschiebungen im Apennin zu einem großen Teil an flachliegenden, oder sogar zum externen Trog geneigten Bahnen, die die Mitwirkung der Schwerkraft ermöglichten. Vor allem weist aber das Wiederauftauchen von randnahen Krustenteilen der Adriatischen Platte nach anfänglicher Subduktion und Beladung mit einem aus ozeanischen Sedimenten aufgebautem "Forearc"-System sowie die Verlagerung der Tektonik von der Oberfläche in größere Tiefe auf besondere orogenetische Vorgänge. Seismische Untersuchung der Krustenstruktur (LETZ et al. 1978) zeigen diese Besonderheit deutlich. Die kontinentale Kruste der Adria Platte taucht nämlich bis zum aktuellen tyrrhenischen Schelfrand gar nicht ab. Statt dessen wurde im Laufe der Kontinentalkollision, die auf endgültige subduktive Konsumption der ozeanischen Eugeosynklinale folgte, die Kruste der Oberplatte, oder das "Arc-Massif" nach DICKINSON & SEELY (1979), unter den Rand der Adria-Kruste unterschoben (Abb. 5). Eine solche, dem Subduktionseinfallen entgegengesetzte antithetische Kollisionsstruktur (GIESE & REUTTER, 1978) kennzeichnet sowohl das Verhältnis des Apennins zu den Seealpen (RÖWER et al., 1979) wie auch zu Korsika, dessen kontinentale Kruste sich unter der Adriatischen bis in den Küstenstreifen des Festlandes verfolgen läßt.

REUTTER, GIESE & CLOSS (1980) entwickelten angesichts dieses Krustenverhaltens ein Modell, das eine Abtrennung wesentlicher Teile oder der ganzen kontinentalen Kruste von der tieferen Lithosphäre vorsieht. Danach wird nach der Subduktion der ozeanische Eugeosynklinale die Adriatische Plattform von einem gleichgerichteten Subduktionsvorgang betroffen (Abb. 5), der ständig randfernere Teile von ihr erfaßt. Etwa zum Zeitpunkt der Kontinentalkollision beginnt sich die kontinentale Kruste von der sich starr verhaltenden unteren Lithosphäre zu lösen, die weiterhin die Subduktionsbewegung im gleichen Sinne vollführt. Solange die Kruste mit der sinkenden tieferen Lithosphäre verbunden ist, wird sie ebenfalls hinabgezogen. Wärmezufuhr oder tektonischer Druck ermöglichen ihre Ablösung, sie wird tektonisch durchbewegt und steigt auf, so daß das Gefälle für den gravitativen Transport gleitfähiger Massen erzeugt wird. Nach dem Aufstieg ist sie dann einer Dehnungstektonik unterworfen, wobei ihr in der Toskana ein hoher Wärmefluß und magmatische Aktivität die Merkmale einer Oberplatte verleihen.

Diese letzt genannten Vorgänge sind charakteristisch für die postparoxysmale Periode im internen Teil des Nord-Apennins. Dabei ist bezeichnend, daß das Alter der magmatischen Aktivität, die sich in granitischen bis granodioritischen Intrusionen und alkalischen Extrusionen in der zentralen und südlichen Toskana äußert, von SW nach NE entsprechend der Verlagerung der Orogenese abnimmt (BORTOLOTTI & PASSERINI, 1970; CARMIGNANI et al. 1978; M. Capanne auf Elba ca. 7 m.j., M. Amiata ca. 0,4 m.j.).

Im externen Teil des Apennins setzte sich während des Pliozäns noch die Kompressionstektonik fort (ELTER, GIGLIA et al. 1975). Entsprechenden Strukturen in der Sedimenthülle steht auch eine große Krustenmächtigkeit

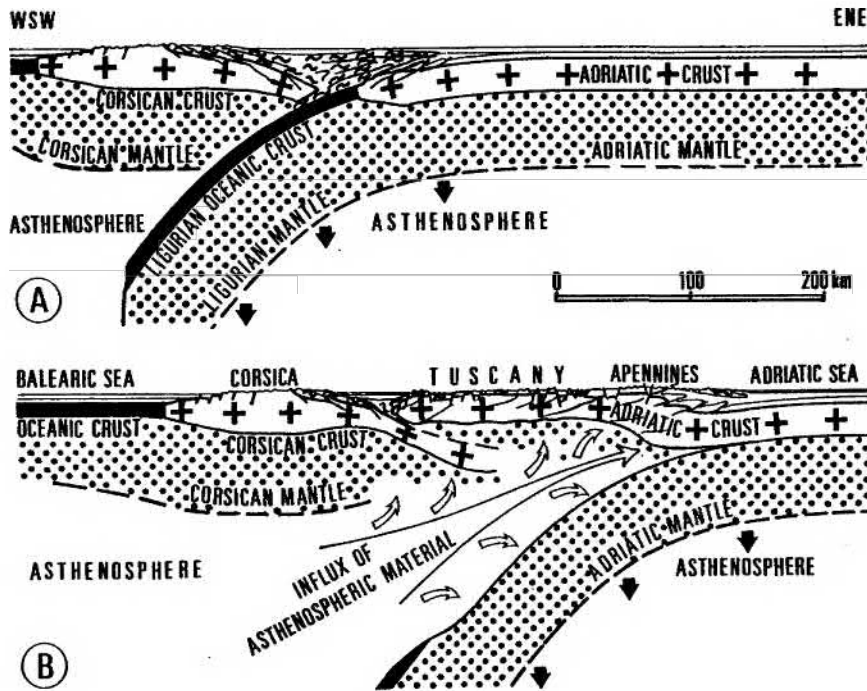


Abb. 5: Hypothetischer Subduktionsvorgang im Nordapennin in ozeanischer Lithosphäre (Profil A; etwa Oligozän-Miozän-Grenze) und kontinentaler Lithosphäre unter Ablösung eines wesentlichen Teils der Adria-Platte (Profil B, heutiger Zustand).

Fig. 5: Hypothetical representation of subduction in the Northern Apennines within oceanic Lithosphere (section A, about Oligocene-Miocene-boundary) and within continental lithosphere where main parts of the crust of the Adriatic plate are decoupled (section B, present state).

gegenüber (GIESE, MORELLI & NICOLICH, 1978), so daß hier die Zone der Mobilisation der Kruste gegenüber ihrer tieferen Lithosphäre zu suchen sein mag. Wie erwähnt, liegt das heutige Gebiet starker Absenkung und Sedimentation im Bereich der Adria-Küste und der zentralen Po-Ebene. Das Basement steigt aus dem Bereich seiner größten Tiefenlage in der Poebene nahe dem Apenninrand (Schwereminimum!) unter dem Apennin wieder an, um in einer flachen Struktur im Bereich der Wasserscheide des Apennins wieder zu kulminieren (Abb. 3, Profil D). Die heutige Krustenstruktur der Externzone gibt einen Hinweis auf die Situation, wie sie während des Miozäns in den inneren Apenninzonen bestanden haben kann (ELTER, GIGLIA et al. 1975).

7. SCHLUBBETRACHTUNG

Obwohl im Mittelmeerraum die Dimensionen kleiner, das Bewegungsmuster unregelmäßiger und die Krustenstrukturen komplizierter sind als in den an Ozeanen gelegenen Inselbögen, ist doch weithin anerkannt, daß der Entstehung der mediterranen Gebirge eine ähnliche Kinematik und Dynamik zugrunde gelegen haben muß (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1975). Dennoch sind die geologische Entwicklung, die petrographischen Befunde und die Krustenstrukturen dieser Gebirge kaum so beschaffen, daß sie ohne zusätzliche Annahmen mit Hilfe eines modellhaften Subduktionsmechanismus zu interpretieren wären. Es lag daher schon immer nahe, das besondere Verhalten der kontinentalen Kruste bei ihrer Verwicklung in Subduktionsprozesse für solche Abweichungen verantwortlich zu machen.

Das Beispiel des Nord-Apennins zeigt nun diesen Zusammenhang sehr schön. Solange der Subduktionsprozeß in der ozeanischen Eugeosynklinale stattfindet (Oligozän), läßt sich eine Inselbogenkonfiguration mit allen ihren morphostrukturellen Elementen erkennen. Die erste Anlage des Stapels eugeosynklinaler Decken wird auf diese Weise interpretierbar. Die Verlagerung der die Subduktion induzierenden Kräfte in die durch eine relativ dünne kontinentale Kruste ausgezeichnete Adria-Platte hinein (Miozän) führt dann

zu komplizierteren Erscheinungen, die von der Inselbogenkonfiguration abweichen. Wie die geologische Entwicklung zeigt, kann im Nord-Appennin die kontinentale Kruste nur bis in geringe Tiefe der Subduktionsabsenkung folgen. Das reicht im Randbereich der Platte dazu aus, mit einem aus ozeanischen Sedimenten aufgebauten "forearc"-Komplex beladen zu werden. Die sich entwickelnde Orogenese ist gekennzeichnet durch die in das Innere der Adria-Platte fortschreitende Aufeinanderfolge von Krustenabsenkung, Krustenablösung (in einem unbekanntem Niveau der Kruste oder der obersten Mantels), Tektonisierung und Wiederaufstieg. Auf diese Art und Weise ergibt sich für den Weitertransport des aufgebrauchten Materials ebenso wie für alle leicht abscherenden Schichtfolgen das Gefälle für die Schwerkraftgleitung.

Die plattentektonische Interpretation im Nordappennin erscheint deswegen schwierig, weil die wieder aufgestiegene Kruste, die sich von der eigentlichen Unterplatte löst, dem Frontbereich der Oberplatte angegliedert wird und damit auch, wie in der Toskana, die Züge eines "back-arc"-Bereiches annehmen kann. Dies zeigt jedoch nur, daß Begriffe wie Oberplatte und Unterplatte, oder auch Vorland und Hinterland, nur zur Beschreibung eines relativ kurzfristigen Zustandes geeignet sind, da während der Orogenese die so charakterisierten Gebiete ständigen Veränderungen unterworfen sind.

8. LITERATURVERZEICHNIS

- BECK, R.H. & LEHNER, H. (1974): Oceans, new frontier in exploration.- Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 58, 376-395
- BOCCALETTI, M., ELTER, P. & GUAZZONE, G. (1971): Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines.- Nature, phys. Sci., 234(49), 108-111
- BOCCALETTI, M. & GUAZZONE, G. (1975): Plate tectonics in the Mediterranean region.- In: C.H. Squyres (ed.), Geology of Italy, 143-164, Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Rep., Tripoli
- BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P., SAGRI, M. & SESTINI, G. (1970): The miogeosynclinal sequences.- Sediment. Geol., 4(3/4), 341-444
- BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Magmatic activity Sediment. Geol.- 4(3/4), 599-624
- BOSELLINI, A. & WINTERER, E.L. (1975): Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model.- Geology, 3, 279-282
- BRAGA, G., CASNEDI, R., GALBIATI, B. & MARCHETTI, G. (1972): Le unità ofiolitifere nella Val di Vara.- Mem. Soc. geol. Ital., 11, 547-560
- CARMIGNANI, L., GIGLIA, G. & TREVISAN, L. (1978): Sur la vitesse de migration de quelques phénomènes orogéniques dans l'Appennin du Nord.- Mém. Bur. Rech. géol. min., 91, 465-469
- CORTESOGNO, L. & VENTURELLI, G. (1978): Metamorphic evolution of the ophiolite sequence and associated sediments in the Northern Apennines - Voltri Group, Italy.- In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 253-260 (Schweizerbart), Stuttgart
- DALLAN NARDI, L. & NARDI, R. (1975): Structural pattern of the Northern Apennines.- In: OGNIBEN, PAROTTO & PRATURLON (eds.): Structural Model of Italy, 203-255, Quad. Ricerca scient., 90, Roma
- DECANDIA, F.A. & ELTER, P. (1972): La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Graveglia (Appennino ligure).- Mem. Soc. geol. Ital., 11, 503-530
- DICKINSON, W.R. & SEELY, D.R. (1979): Structure and stratigraphy of forearc regions.- Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 63, 2-31
- ELTER, P. (1973): Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino Settentrionale.- In: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino, Accad. naz. Lincei, 183, 97-118
- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. & WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes.- Arch. Soc. phys. nat. Genève, 19(3), 279-377

- ELTER, P., GIGLIA, G., TONGIORGI, M. & TREVISAN, L. (1975): Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines. *Boll. Geofis. teor. appl.*, 17, 3-18
- ELTER, P. & RAGGI, G. (1965): Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino Ligure.- *Boll. Soc. geol. Ital.*, 84(5), 1-14
- GIESE, P., MORELLI, C. & NICOLICH, R. (1978): Review of the Crustal Structure of the Northern Apennines, the Ligurian Sea and Corsica. In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (ed.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 221-225 (Schweizerbart), Stuttgart
- GIESE, P. and REUTTER, K.-J. (1978): Crustal and structural features of the margins of Adria microplate. In: CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (ed.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 568-588 (Schweizerbart), Stuttgart
- GROSCURTH, J., GONTER, K., REUTTER, K.-J. & WALLBRECHER, E. (1978): The significance of the Polymict Rauhackes (Cagneules) at the Base of the Tuscan Nappe (Northern Apennines).- In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (ed.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 272-273 (Schweizerbart), Stuttgart
- GONTER, K. & REUTTER, K.-J. (1978): Geotectonic Interpretation of Geophysical Models of the Monferrato Area (Southwestern Po Plain).- In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (ed.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 289-292 (Schweizerbart), Stuttgart
- IACCARINO, S., PAPANI, G., RIO, D. & ZANZUCCHI, G. (1974): Considerazioni sul contatto Flysch-Tongriano nell'Appennino emiliano.- *Ateneo parmense, Acta naturalia*, 10(3), 381-408
- IBBEKEN, H. (1970): Das Ligurische Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennin.- *Beih. geol. Jb.*, 93, 1-139
- KLIGFIELD, R., HUNZIKER, J.C. & SCHAMEL, S. (1977): K/Ar ages of multiply-deformed metasedimentary rocks from the Alpi Apuane, Northern Apennines, and their tectonic implications (Abstract) in *Proceed. 5th europ Congr. Geochronology, Cosmology, Isotope Geology*, Pisa
- LETZ, H., REICHERT, C., WIGGER, P. & GIESE, P. (1978): Seismic refraction measurements in the Ligurian Sea and in the Northern Apennines. In: CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (ed.) *Alps, Apennines, Hellenides*, 215-220 (Schweizerbart), Stuttgart
- PAGANI, G., PAPANI, G., RIO, D. TORELLI, L., ZANZUCCHI, G. & ZEBRI, M. (1972): Osservazioni sulla giacitura delle ofioliti nelle alte valli del T. Ceno e del F. Taro.- *Mem. Soc. geol. Ital.*, 82, 629-658
- PASSERINI, P. & PIRINI, C. (1964): Mikrofauna paleoceniche nella formazione dell'arenaria di M. Ramaceto e degli argilloscisti di Cichero.- *Boll. Soc. geol. Ital.*, 83(4), 219-338
- PLESI, G. (1975): La giacitura del complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio di Raccaferra e dei flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale.- *Boll. Soc. geol. Ital.*, 94, 157-176
- RENTZ, K. (1970): Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin-Hauptkamm (Prov. Modena und Reggio Emilia).- *Diss. Freie Univ. Berlin*, 333 S., Berlin
- REUTTER, K.-J. (1968): Die tektonischen Einheiten des Nordapennins.- *Eclogae geol. Helv.*, 61, 183-224
- " (1970): La geologia dell'alto Appennino Modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sulla unità di M. Modino - M. Cervarola.- *Ateneo parmense, Acta nat.*, 5(2), 1-88
- REUTTER, K.-J., GIESE, P. & CLOSS, H. (1980): Lithospheric split in the descending plate: Observations from the Northern Apennines.- *Tectonophysics*, im Druck
- REUTTER, K.-J. & GROSCURTH, J. (1978): The Pile of Nappes in the Northern Apennines, its Unravelment and Emplacement. In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 239-243 (Schweizerbart), Stuttgart
- REUTTER, K.-J., GONTER, K. & GROSCURTH (1978): An Approach to the Geodynamics of the Corsica - Northern Apennines Double Orogen. In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 299-311 (Schweizerbart), Stuttgart
- REUTTER, K.-J. & SAMES, C.-W. (1964): Fazieszusammenhänge im Nordapennin.- *Z. deut. geol. Ges.*, 114(1962), 620-646

- REUTTER, K.-J., TEICHMÖLLER, M., TEICHMÖLLER, R. & ZANZUCCHI, G. (1978): Coalification Studies in the Northern Apennines and Palaeogeothermal Implications.- In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 261-267 (Schweizerbart), Stuttgart
- RÖWER, P., PRODEHL, C. & GIESE, P. (1977): Seismic reflection profile Lac Nègre - Genova - La Spezia.- Boll. Geofis. teor. appl., 19 (75-76), 249-252
- SAGRI, M. (1979): Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level.- J. sediment. Petrology, 49(1), 0023-0028
- SAMES, C.-W. (1970): Orogene Sedimentation und Paläogeographie während der tieferen Oberkreide in Norditalien.- Beih. geol. Jb., 103, 1-115
- SCHOLLE, P.A. (1971): Sedimentology of fine-grained deep water carbonate turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous, Northern Apennines, Italy).- Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 629-658
- SEELY, D.R., VAIL, P.R. & WALTON, G.G. (1974): Trend slope model.- In: The geology of continental margins, (Springer), New York
- VAN DEN BERG, J. (1977): A dutch contribution to the paleomagnetic research in Italy.- Mem. Soc. geol. Ital., 15(1976), 83-89
- WUNDERLICH, H.G. (1965): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.- Bibliogr. Inst., 367 S., Mannheim
- ZANZUCCHI, G. (1978): Tectonics of the Parma Apennines.- In: CLOSS, ROEDER, SCHMIDT (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 276-279 (Schweizerbart), Stuttgart.

SEISMISCHE STUDIEN ZUR BESTIMMUNG DER KRUSTENSTRUKTUR
IM GEBIET DER GEOTHERMISCHEN ANOMALIEN DER TOSKANA

von

P.J. WIGGER[†]

KURZFASSUNG

Mit dem Ziel, die Struktur der Erdkruste und des Oberen Mantels und die Geschwindigkeitsverteilung in dem Gebiet der geothermischen Anomalie der Toskana zu erhalten, wurden im Juli 1978 und 1979 refraktionsseismische Messungen in der Toskana und in Lazium durchgeführt.

Die wichtigsten Ergebnisse sind: die Toskanische Kruste ist dünn. Wegen der relativ hohen Geschwindigkeit und dem Fehlen einer ausgeprägten Geschwindigkeitsinversion muß die Existenz von großräumig aufgeschmolzenem Material in der Oberkruste ausgeschlossen werden. Im Gegensatz dazu zeigt die Übergangszone zum Oberen Mantel Bereiche mit extrem niedriger Geschwindigkeit, so daß partiell aufgeschmolzenes Material in dieser Zone erwartet werden kann.

Ferner wurde unter dem Areal von Larderello ein Versatz von 6-7 km in der Übergangszone zum Oberen Mantel gefunden, der möglicherweise mit einem Versatz der Pg-Welle in diesem Areal in Verbindung steht.

ABSTRACT

Refraction seismic measurements were carried out in July 1978 and 1979 in Tuscany and Latium with the goal to receive the crustal and upper mantle structure and the velocity distribution in the geothermal anomaly of Tuscany.

The main results are: the crust of Tuscany is thin. On reason of the relative high velocity and the missing of distinct velocity inversions it must be excluded that a greater extent of molten material could be found. However, the transition zone to the upper mantle shows areas of extreme low velocity, at least partially molten material has to be expected in this region.

Besides, in the transition zone under the area of Lardarelllo a jump of 6-7 km to the upper mantle was found possibly corresponding to the jump in the Pg-wave of that region.

RESUME

Des mesures sismiques de réfraction ont été effectuées en juillet 1978 et 1979 en Toscane et dans le Latium, afin d'éclairer la structure de la croûte terrestre et du manteau supérieur ainsi que la distribution des vitesses dans la zone des anomalies géothermiques de la Toscane.

Les principaux résultats sont: la croûte toscane est très mince. A cause de la vitesse relativement grande et le manque d'une inversion de vitesse nette il faut exclure l'existence de grandes masses de matériel en fusion au niveau de la croûte supérieure. Parcontre le niveau de transition entre croûte et manteau supérieur comprend des zones caractérisées par des vitesses extrêmement basses. On peut donc s'attendre à de la matière partiellement fondue à ce niveau.

[†] Anschrift des Verfassers: Peter J. Wigger, Institut für Geophysikalische Wissenschaften d. FU Berlin
1000 Berlin 33, Rheinbabenallee 49

En outre, il a été mis en évidence sous la zone de Larderello un rejet de 6-7 km dans le niveau de transition entre croûte et manteau supérieur, qui pourrait être en relation avec un saut de l'onde-Pg dans cette zone.

1. EINFÜHRUNG

Das Ziel dieser Untersuchungen ist es, Aufschluß über die Struktur der Kruste und des Oberen Mantels und der Geschwindigkeitsverteilung im Bereich der geothermischen Anomalie der Toskana zu erhalten. Die Ergebnisse sollen zeigen, in welcher Weise und wie weit seismische Krustenuntersuchungen dazu dienen können, geothermische Probleme zu lösen, insbesondere die Frage nach der aktuellen Verteilung der Temperatur bis in 30-40 km Tiefe. Sowohl die seismische Geschwindigkeit, als auch der elektrische Widerstand sind abhängig von der Temperatur. Im Temperaturbereich zwischen 700 und 800°C beginnen sialische Gesteine zu schmelzen und die seismische Geschwindigkeit und der elektrische Widerstand nehmen stark ab. Wegen dieses Verhaltens kann die Verteilung der seismischen Geschwindigkeit Hinweise auf die aktuellen Temperaturen in größeren Tiefen liefern. Diese Resultate können als Basis für Überlegungen benutzt werden, die im Zusammenhang mit der geothermischen Evolution dieser Region stehen.

Zu diesem Zweck besteht das Forschungsprogramm aus zwei Teilen:

- a) das Studium der Verteilung der seismischen Geschwindigkeit und
- b) das Studium der Verteilung des elektrischen Widerstandes (HAAK, V. und SCHWARZ, G., 1979)

2. DIE FELDMESSUNGEN

Die seismischen Feldmessungen fanden im Juli 1978 in Zusammenarbeit von deutschen und italienischen geophysikalischen Instituten statt. Auf fünf Profilen (07, 08, 09, 10 und 12) wurden zehn Sprengungen von sechs Schußpunkten mit 32 Apparaturen registriert (s. Abb. 1). Diese Sprengungen wurden gleichzeitig innerhalb des italienischen Geodynamikprogramms auf den Profilen 1-2-3-4-5 und 11 beobachtet. Zusätzlich wurden im Juli 79 drei Sprengungen auf einem Profil (01'79) beobachtet, welches vom Schußpunkt A'79 nach NW verläuft.

3. INTERPRETATION DER MEßDATEN UND DAS SEISMISCHE MODELL

Die Ergebnisse sind als Geschwindigkeits-Tiefen-Schnitte in den Abb. 2-5 dargestellt. Die Pg-Welle erreichen Geschwindigkeiten von 6,0-6,2 km/s in einer Tiefe von 2-6 km. Westlich von Schußpunkt B wurden Reflexionen aus einer Tiefe von ca. 7 km registriert, die einer Schicht von Kalken mit Geschwindigkeiten bis 6,5 km/s zuzuordnen ist. Bis zur ersten tiefen Reflexion ist keine oder nur eine sehr schwache Geschwindigkeitsinversion zu beobachten, was sich auch in den hohen Werten der Durchschnittsgeschwindigkeiten bis zu dieser Grenze widerspiegelt. Die Werte liegen zwischen 6,1 und 6,3 km/s.

Die P^M_P -Wellengruppe zeigt eine sehr komplexe Struktur. Es ist möglich, mehrere zeitlich versetzte Phasen zu korrelieren, die durch eine Wechsellagerung von extrem hohen und niedrigen Geschwindigkeiten verursacht sein müssen und eine weite Übergangszone zwischen Kruste und Mantel anzeigen. Die Obergrenze dieser Übergangszone ist durch die früheste Reflexion der P^M_P -Gruppe belegt. Die Geschwindigkeiten erreichen Werte von 7,5-7,8 km/s, die zugehörigen Tiefen liegen bei \pm 20 km. Zwischen dieser ersten Reflexion und der Phase, die als Reflexion von der Mohorovičić Diskontinuität identifiziert wurde, muß Material mit extrem niedriger Geschwindigkeit (zwischen 4,0 und 5,0 km/s) auftreten. Die Tiefe der Mohorovičić Diskontinuität im Bereich der Toskana liegt zwischen 21 km (Profil 08) und 30 km (Profil 07). Östlich des Schußpunktes B kann ein starkes Ansteigen der Krustenmächtigkeit auf ungefähr 40 km beobachtet werden. Auf Profil 07, unterhalb des Areals von Larderello kann ein vertikaler Versatz von 6-7 km (in nördliche Richtung) in der Kruste-Mantel-Übergangszone beobachtet werden. Möglicherweise korrespondiert dieser Sprung mit einem Versatz in der Pg-Welle, die südlich von Larderello registriert wurde (Abb. 2).

In der Seismogrammontage von Profil 12, das außerhalb des geothermisch anomalen Gebietes liegt, ist die erste Diskontinuität nicht vorhanden. In diesem Fall ist die Reflexion von der Kruste-Mantel-Grenze sehr prägnant.

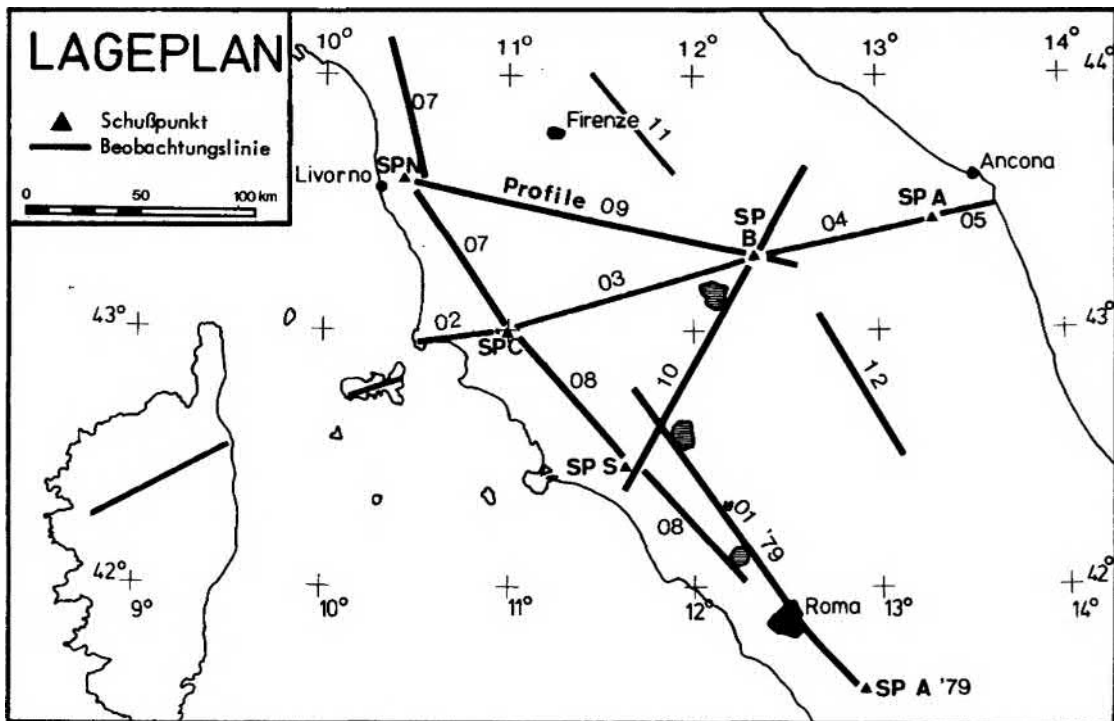


Abb. 1: Lage der Schußpunkte und Beobachtungslinien der refraktionsseismischen Messungen in der Toskana 1978 und 1979.

P_n -Wellen, die den Oberen Mantel erreicht haben, konnten in den meisten Fällen nicht registriert werden. Dies ist ein Hinweis für eine weitere Geschwindigkeitsinversion im Oberen Mantel.

Die für die Profile abgeleiteten Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilungen wurden mit Hilfe des Raytracing und gravimetrischer Modellrechnung überprüft.

4. GEOTHERMISCHE ASPEKTE

Die dünne Kruste und die relativ hohen Durchschnittsgeschwindigkeiten erlauben es nicht, weite aufgeschmolzene Bereiche anzunehmen, obwohl sie nicht völlig ausgeschlossen werden können. In der Übergangszone zum Oberen Mantel kann aufgrund der extrem niedrigen Geschwindigkeiten partiell aufgeschmolzenes Material angenommen werden. Von der sehr "normalen" Struktur der Kruste einerseits und dem postulierten aufgeschmolzenen Material in der Übergangszone andererseits, kann man annehmen, daß die an der Oberfläche vorhandene Wärmeanomalie durch Konvektion von heißen Fluiden und/oder Gasen verursacht wird, die durch bis in die Kruste-Mantel-Übergangszone reichende Störungssysteme Aufstiegswege hat. Diese Möglichkeit steht in guter Übereinstimmung mit der Dehnungstektonik der Toskana. Unter diesen Gesichtspunkten muß auch das unter dem Areal von Larderello entdeckte Störungssystem gesehen werden. Weiterhin ist anzunehmen, daß durch die geeignete Anlage von refraktionsseismischen Profilen weitere Störungssysteme entdeckt werden können.

Die Grenze der anomalen Kruste im Osten liegt im Gebiet des Lago Trasimeno, bzw. Schußpunkt B.

Modellrechnungen, die auf den Ergebnissen der Seismik basieren, sollen die Temperaturverteilung in der Erdkruste dieser Region liefern.

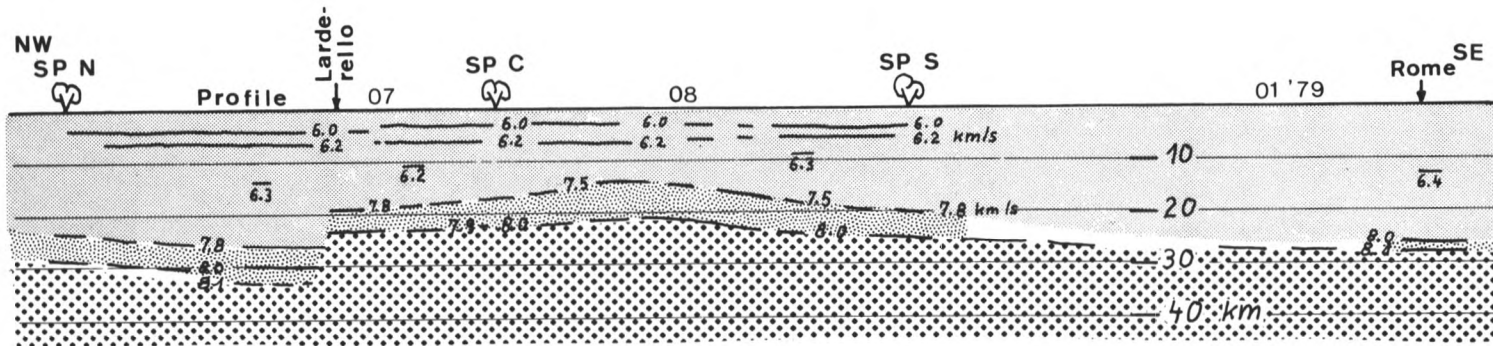


Abb. 2

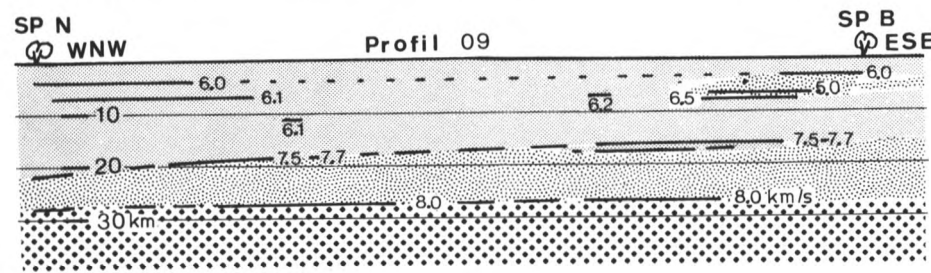


Abb. 3

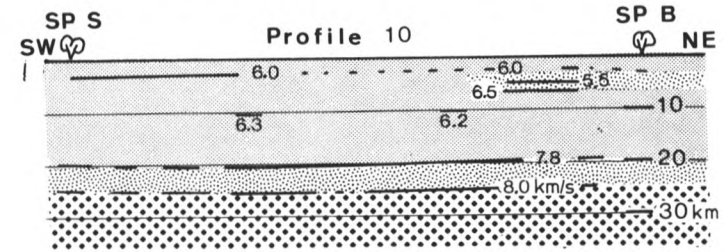


Abb. 4

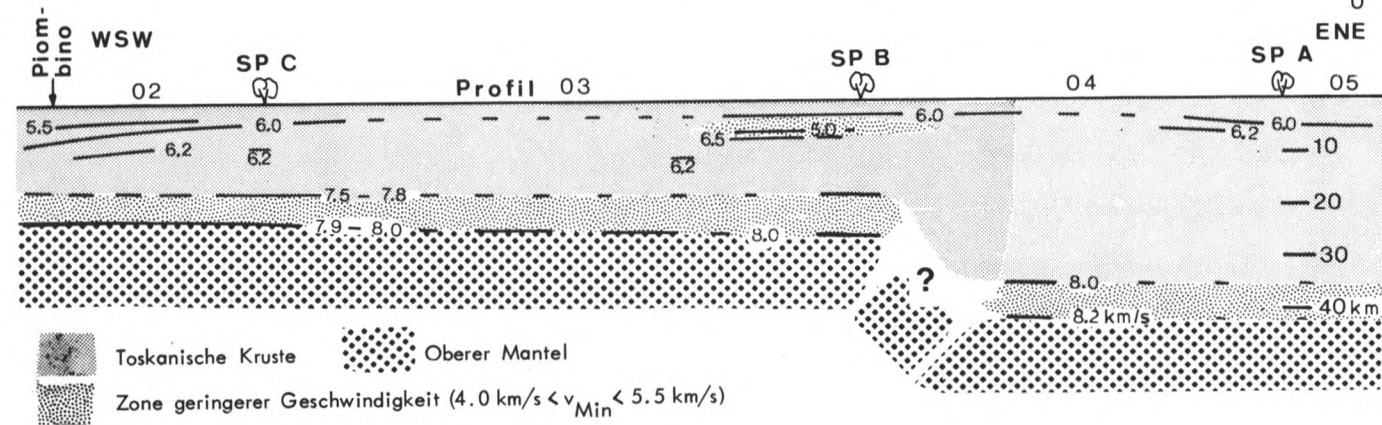


Abb. 5

Abb. 2-5: Geschwindigkeits-Tiefenschnitte der Profile 07, 08, 09, 10 und 02-03-04-05

5. LITERATURVERZEICHNIS

- GIESE, P., MORELLI, C., NICOLICH, R., WIGGER, P. (1979): Seismic studies for the determination of the crustal structure in the area of the geothermic anomaly in Tuscany, Reports No. 1-5 (interne Berichte für die EG)
- HAAK, V. & SCHWARZ, G. (1979): Distribution of the electrical conductivity in the crust and upper mantle of Toscana (interne Berichte für die EG)
- LETZ, H., REICHERT, C., WIGGER, P.J. und GIESE, P. (1978): Seismic refraction measurements in the Ligurian Sea and in the Northern Apennines.- In: Alps, Apennines, Hellenides (Hrsg. H. Closs et al.), Stuttgart, S. 215-220
- MORELLI, C., GIESE, P., CARROZO, M.T., COLOMBI, B., GUERRA, I., HIRN, A., LETZ, H., NICOLICH, R., PRODEHL, C., REICHERT, C., ROEWER, P., SAPIN, M., SCARASCIA, S. and WIGGER, P. (1977): Crustal and upper mantle structure of the Northern Apennines, the Ligurian Sea and Corsica, derived from seismic and gravimetric data.- Boll. di Geof. teor. ed appl., No. 75/76
- NICOLICH, R. und PELLIS, G. (1979): Il contributo dei dati geofisici per lo studio delle strutture crostali della provincia geotermica Tosce-Laziale, Università degli Studi di Trieste, I.d.M. e G.A., Rap. No. 38
- REUTTER, K.J., GIESE, P. und CLOSS, H. (in press): Lithospheric split in the descending plate: Observation from the Northern Apennines.- Tectonophysics.

Dieses Forschungsprojekt wurde durch die Europäischen Gemeinschaften im Rahmen eines Geothermikforschungsprogramms finanziell unterstützt.

ZUR QUANTITATIVEN ERFASSUNG VON EROSION UND DENUDATION
- Beispiele aus Südkalabrien - ^x

von

KONRAD GÖRLER und BERND UCHDORF^{xx}

ZUSAMMENFASSUNG

In Kalabrien ließ sich eine im Pleistozän angelegte Fläche rekonstruieren, die nach ihrer kräftigen Heraushebung und rascher rückschreitender Erosion heute nur noch in Resten erhalten ist. Die Höhendifferenz zwischen dieser rekonstruierten Ausgangsfläche und dem wirklichen Relief ist ein Maß für Erosion und Denudation seit dem Beginn der Hebung. Lokale Erosionsraten wurden als Höhendifferenz zwischen Flußlängsprofilen und der rekonstruierten Ausgangsfläche gewonnen.

Zur Ermittlung lokaler Denudationsraten wurden küstenparallel eine Reihe topographischer Profile gezeichnet und die zwischen Ausgangsfläche und Profillinien erhaltenen Flächen planimetriert. Bezogen auf küstenparallele Geländestreifen von wenigstens 5 km Länge schwankt die Denudationsrate in Kalabrien, gemittelt über die letzten Million Jahre zwischen 0 und 0,6 km (0 - 0,6 mm/y) bei einem Mittelwert von 0,2 km (0,2 mm/y). Die Tiefenerosion bezogen auf 6 größere Flüsse schwankt zwischen 0 und 0,9 km während der letzten Million Jahre (0-0,9mm/y) bei einem Mittelwert von 0,3 km (0,3 mm/y). Für die Gegenwart ist mit wesentlich höheren Raten zu rechnen.

Der Denudations-Erosions-Quotient (DEQ) liegt für die näher untersuchten sechs Flüsse und ihren Einzugsgebieten bei einem Mittelwert von 0,6. Lokal variiert der DEQ stark. Seine Abhängigkeit von der Entfernung zu Küste oder Wasserscheide einerseits, Neotektonik, Gesteinscharakter usw. andererseits werden diskutiert.

In Ergänzung zur Ermittlung der Denudationsraten wurde für das Einzugsgebiet der Flüsse Gerace, Novito und Torbido der Anteil der verschiedenen Gesteine am Gesamtabtragungsvolumen ermittelt. Dazu wurden die topographischen Profile zu geologischen ergänzt und die Lage der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten bis zur Höhe der rekonstruierten Ausgangsfläche extrapoliert. In den Profilflächen zwischen dem heutigen Relief und der Ausgangsfläche wurde durch Planimetrieren der auf die verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten entfallenden Flächen auch der jeweilige Anteil am Gesamtabtragungsvolumen bestimmt. Entsprechend dem Mineralbestand in den einzelnen Einheiten wurde das Gesamtabtragungsvolumen für besonders wichtige Minerale oder Korngrößenfraktionen ermittelt.

^x Die Untersuchungen wurden durch eine Beihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft und einen Reisekostenzuschuß aus dem Geotitel der Freien Universität Berlin ermöglicht.

^{xx} Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Konrad Görler und Dipl.-Geol. Bernd Uchdorf, Institut für Geologie der FU Berlin, 1000 Berlin 33, Altensteinstraße 34 A

SUMMARY

The remains of an elevated surface, initially formed during the Pleistocene, can still be seen in Calabria today. The difference in elevation between the reconstructed initial surface and the present relief is a measure of the erosion and denudation that have taken place since the beginning of the uplift. Local rates of erosion were assumed to be the difference in elevation between the river beds and the reconstructed initial surface.

In order to determine the local rates of denudation a series of topographic profiles (min. length: 5 km) was laid parallel to the coast. The areas between the initial surface and the profiles were surveyed with a planimeter. The average rate of denudation over the last million years ranged from 0 to 0.6 km (0 - 0.6 mm/y) with a mean of 0.2 km (0.2 mm/y). The rate of linear erosion computed for 6 major rivers over the same time span was also 0 - 0.9 mm/y, however, the mean value was 0.3 km (0.3 mm/y). Current rates of erosion are considerably higher.

The denudation-erosion quotient (DEQ) for the aforementioned 6 rivers, including their drainage areas, yielded an average value of 0.6, although strong local variations occurred. This quotient is dependent upon the distance from the coast or divide on the one hand and the neotectonics, nature of the rocks, etc. on the other.

In addition, the individual contributions of the various rocks to the total volume of material eroded could be calculated for the Gerace, Novito and Torbido Rivers. The corresponding geologic information was also added to the topographic profiles and the position of the lithostratigraphic units in the initial surface extrapolated. Finally, the amount contributed by each lithostratigraphic unit to the total volume of eroded material was estimated for the series of planimetered areas mentioned earlier. Thus the total volume of minerals or particular grain size fractions could be determined.

RESUME

En Calabre il a été possible de reconstruire une surface primaire pléistocène, qui, après un soulèvement important, suivi d'une érosion régressive rapide, ne se retrouve plus qu'en parties résiduelles. La dénivellation entre cette surface de départ reconstituée et le relief actuel représente une mesure pour l'érosion et la dénudation depuis le début du soulèvement. Quelques taux d'érosion locaux ont été établis par l'intermédiaire de la dénivellation entre des profils longitudinaux des cours d'eaux et la surface primaire reconstituée.

Afin d'obtenir des taux de dénudation locaux, quelques coupes topographiques parallèles au bord de mer furent dessinées et la superficie entre relief ancien et actuel fut déterminée dans le profil à l'aide de planimétrie. Pour des bandes de terrain, parallèles à la côte, avec une longueur minimale de 5 km, le taux de dénudation varie en Calabre au cours du dernier million d'années entre 0 et 0,6 km (0 - 0,6 mm/y), la moyenne étant 0,2 km (0,2 mm/y). L'érosion verticale, se rapportant à 6 cours d'eau de taille notable, varie pour le même laps de temps entre 0 et 0,9 km (0 - 0,9 mm/y), avec une moyenne de 0,3 km (0,3 mm/y). Actuellement il faut compter avec des taux beaucoup plus grands.

Le quotient dénudation/érosion atteint pour les 6 fleuves examinés ainsi que leurs bassins de réception une valeur moyenne de 0,6. Il varie localement très fort; sa dépendance de la distance de la côte ou de la ligne de partage des eaux d'une part et de la néotectonique, la nature des roches etc. d'autre part est discutée.

A côté de la détermination des taux de dénudation la part des différentes roches au volume d'érosion total pour les bassins de réception des fleuves Gerace, Novito et Torbido a été évaluée. Pour ceci les profils topographiques ont été complétés de leur contenu géologique et la position des unités lithostratigraphiques fut extrapolée jusqu'au niveau de la surface de départ reconstituée. Les superficies des différentes unités lithostratigraphiques dans les profils entre le relief actuel et la surface pléistocène ont été déterminées par planimétrie, ce qui permet d'obtenir leurs parts respectives au volume de déblayement total. En fonction du contenu minéral de ces unités, le volume d'érosion total pour les minéraux importants ou les fractions granulométriques a été établi.

1. EINLEITUNG

Abtragung und Sedimentation sind die Vorgänge aus dem Kreislauf der Gesteine, die noch am ehesten der direkten Beobachtung und damit einer Quantifizierung zugänglich sind.

Zur Abschätzung der Abtragungsraten werden heute überwiegend zwei Verfahren angewendet.

Eine Möglichkeit ist die Bestimmung der festen und gelösten Flußfracht pro Zeiteinheit in einem bestimmten Einzugsgebiet und die Rückrechnung auf das abgetragene Gesteinsvolumen. Diese Methode setzt umfangreiche Messungen zu verschiedenen Jahreszeiten und bei verschiedenen Wasserständen voraus. Die Ergebnisse spiegeln nur die heutigen Verhältnisse wieder und entsprechen meist nicht natürlichen Verhältnissen. Sie sind durch menschliche Aktivitäten wie Rodungen, Landwirtschaft, Flußverbauungen usw. sicher meist stark beeinflusst, also nicht ohne weiteres auf die Vergangenheit übertragbar. Fehlermöglichkeiten liegen auch in den schwer abzuschätzenden Anteilen nicht natürlicher Flußfracht wie Abwässer, eingespülter Kunstdünger usw. Außerdem besteht immer die Gefahr, daß für Abtragung und Transport besonders wichtige Ereignisse, wie extreme Starkregen oder Erdbeben, wegen des beschränkten Beobachtungszeitraums nicht erfaßt werden.

Ein zweites Verfahren geht von marinen oder lakustrischen Sedimenten und ihren Sedimentationsraten aus. Das Ergebnis sind zwar Denudationsraten, die je nach Alter der Sedimente über einen längeren oder kürzeren Zeitraum integriert sind, die aber eine genaue Zuordnung auf einzelne Flußsysteme oder Flußabschnitte meist nicht gestatten. Fehlerquelle ist hier vor allem die Unsicherheit ob einerseits die untersuchten Sedimente ausschließlich aus dem betreffenden Flußnetz stammen oder andererseits die Flußfracht in den untersuchten Sedimenten vollständig vorliegt.

In Südkalabrien wurde neben diesen klassischen Verfahren zur Bestimmung der Denudationsraten auch der Versuch gemacht, die über einen Zeitraum von etwa 1 Million Jahre integrierte Abtragung aus den Volumina der während dieses Zeitraums angelegten Täler abzuleiten (GÖRLER in ERGENZINGER et. al. 1978). Hierbei können ohne Schwierigkeiten die Denudationsraten für einzelne Abschnitte eines Entwässerungsnetzes - etwa in Abhängigkeit von der Entfernung zum Quell- oder Mündungsbereich - gewonnen werden und mit den Raten der Tiefenerosion verglichen werden. Die abgetragenen Gesteinsvolumina können nicht nur pauschal beziffert werden, sondern es kann abgeschätzt werden, mit welchen Anteilen verschiedene Gesteine daran beteiligt sind.

Im Folgenden soll dieses Verfahren vorgestellt werden. Durch Bearbeitung ausgewählter Bereiche in Südkalabrien wird auf die Grenzen seiner Anwendbarkeit und auf seine Vor- und Nachteile hingewiesen.

2. DAS TALEINSCHNITTVERFAHREN ZUR BESTIMMUNG VON EROSIONS- UND DENUDATIONS RATEN

2.1 Genese und Rekonstruktion der Ausgangsfläche

Das Flußnetz Südkalabriens ist mit seinem zum Teil sehr steilen Relief in eine während des Pleistozäns angelegte Fläche eingeschnitten. Vom variskischen Kristallin bis zu pleistozänen marinen Sedimenten ist die gesamte stratigraphische Abfolge von ihr gekappt.

In weiten Teilen ist eine Entstehung dieser Fläche durch marine Abrasion sehr wahrscheinlich. Bis in 1.300 m Höhe finden sich Schotter und Sande mit marinen Fossilien auf ihr. Reste dieser Fläche in den höheren Lagen des Aspromonte lassen sich auch als Relikte einer pleistozänen peneplain deuten.

Nur an wenigen Stellen, wie im Bereich des Passo della Limina, wurde zur gleichen Zeit sedimentiert und dabei während des Messiniano angelegte tief eingeschnittene Flußtäler mit marinen und schließlich Brackwasser-Sedimenten wieder aufgefüllt. Alle drei Vorgänge tendieren zum gleichen Ergebnis: eine fast ebene Fläche im Bereich des Meeresspiegels.

Diese Ausgangsfläche ist in Resten von der Küste bis zur heutigen zentralen Wasserscheide erhalten. Mit Hilfe dieser Flächenreste ließ sich ein Höhenlinienplan der Fläche rekonstruieren, d. h. es ließ sich die Position bestimmen, die diese Fläche heute einnehmen würde, wenn sie nicht größtenteils der Abtragung zum Opfer gefallen wäre. Ein solches Verfahren beschreibt bereits RICHTER 1929.

In den Bereichen der pleistozänen Wiederauffüllung eines obermiozänen Reliefs ließ sich die Lage der Fläche auch auf andere Weise bestimmen. Sind in solchen Bereichen die postmiozänen Sedimente teilweise wieder ausgeräumt, läßt sich hier die Lage der Fläche aus den Mächtigkeiten der fehlenden Teile der Schichtfolge abschätzen.

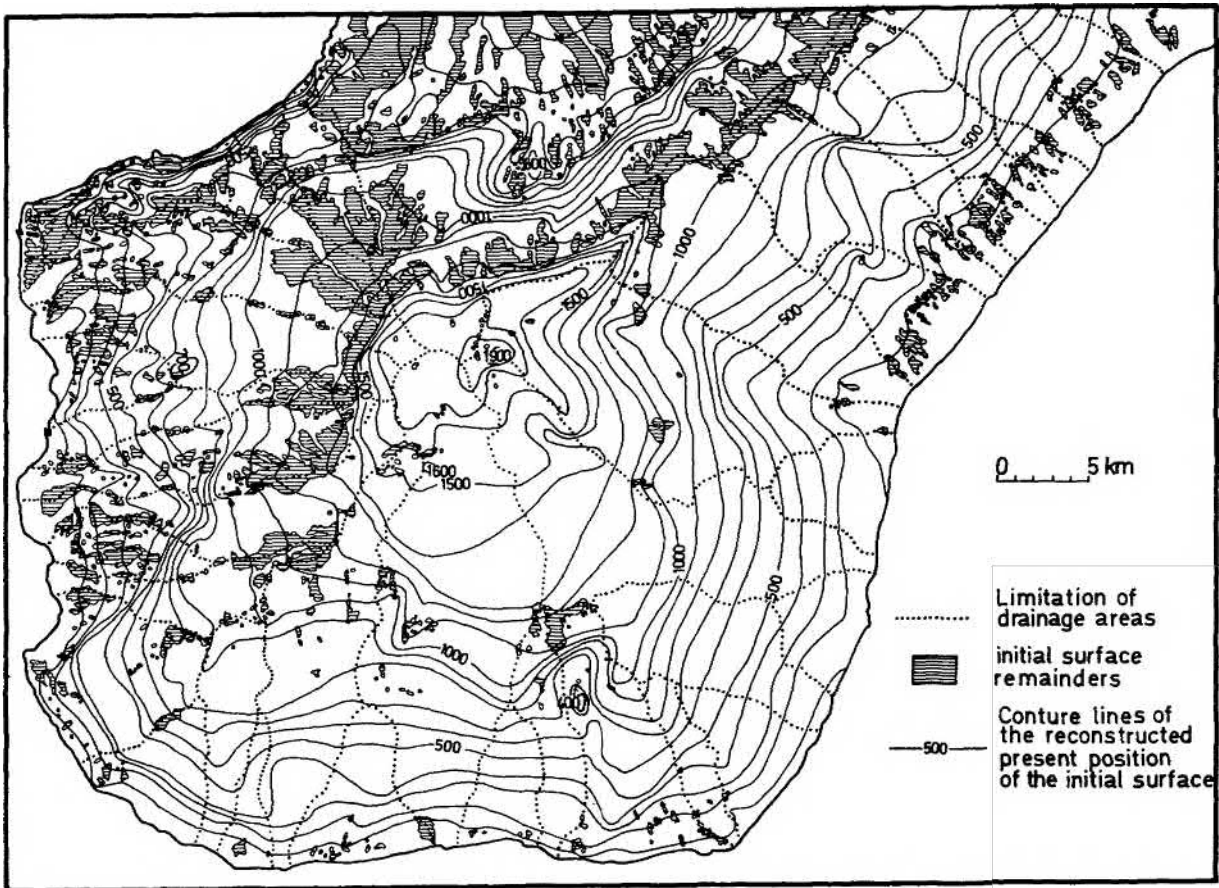


Abb. 1: Pleistozäne Ausgangsfläche, rekonstruiert aus Flächenresten, stratigraphischen Deutungen und Gipfel-flur. Bei ursprünglich annähernd horizontaler Lage in Meeresspiegelniveau wird gleichzeitig die Neo= tektonik sichtbar.

Fig. 1: Hypothetical position of the Pleistocene initial surface. Reconstruction based on initial surface re= mains, stratigraphic interpretation and gipfel-flur. Assuming that the plain originally lay practically horizontal, near sea level, the map also gives an impression of the neotectonic processes in Southern Calabria.

Dort wo weder dieses Verfahren angewendet werden kann, noch Flächenreste erhalten sind, wurde davon ausge= gangen, daß die heute jeweils höchsten Erhebungen knapp unter der Ausgangsfläche liegen. Das Ergebnis dieser Rekonstruktion ist in Abb. 1 dargestellt. Geht man von einer ursprünglich annähernd horizontalen Fläche in Meeresspiegelniveau aus - wofür die Funde ma= riner und brackischer pleistozäner Sedimente auf dieser Fläche in heute bis über 1000 m Höhe sprechen - zeigt diese Karte gleichzeitig die tektonischen Bewegungen seit Anlage der Fläche vor etwa 1 Million Jahren. Vor allem im Westteil wäre dann mit einer Reihe großer Störungen zu rechnen, während der Ostteil von einer relativ ungestörten Pultscholle gebildet wird.

Für den Westteil könnte die Situation auch so gedeutet werden, daß nicht eine einheitliche Fläche nach= träglich durch eine Reihe von Störungen versetzt wurde, sondern daß bei einer diskontinuierlichen Heraushebung der zentralen Teile Kalabriens eine Abfolge mariner Terrassen angelegt wurde.

Im Bereich der tektonisch relativ ruhigen Pultscholle liegt das Gebiet I der Abb. 2, das etwa 600 km² um= faßt.

Wegen des einfachen Musters der jungen tektonischen Bewegungen und wegen des annähernd geradlinigen Ver= laufs der Küste und der Hauptwasserscheide bot sich dieser Bereich zu eingehenderen Untersuchungen an. Um dif= ferenzierte Aussagen machen zu können, wurden in ihm fünf je 5,2 km breite Streifen getrennt bearbeitet (Abb. 3). Sie reichen jeweils von der Küste bis zur Hauptwasserscheide.

Um den Einfluß der Neotektonik deutlich zu machen, wurde auch das Gebiet II der Abb. 2 bearbeitet, das entsprechend dem unruhigen Verlauf der Flußlängsprofile (s. Abb. 4) und der stark gestörten Position der rekonstruierten Ausgangsfläche von junger Tektonik stärker betroffen ist.

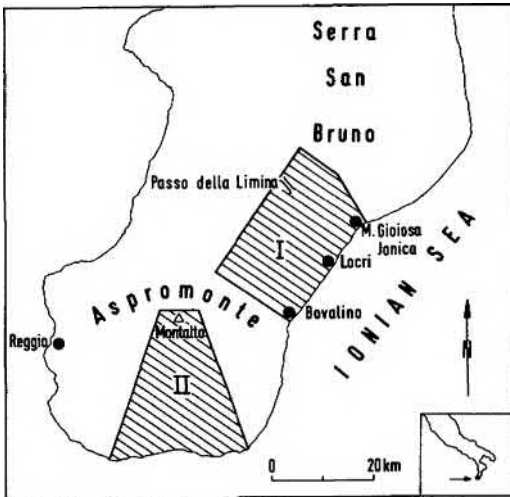


Abb. 2: Lageplan der Hauptuntersuchungsgebiete

Fig. 2: Position map of the investigated areas

2.2 Alter der Ausgangsfläche

Mittel- bis unterpleistozäne marine Tone und Mergel sind die jüngsten Sedimente, die von der Abrasion noch gekappt sind. Nach einer Bestimmung des Nannoplanktons, für die wir Frau Dr. Carla Müller, Frankfurt/M. sehr danken, sind unter anderem *Gephyrocapsa oecania* und *Pseudoemiliana lacunosa* enthalten. Auf der Abrasionsfläche liegen andererseits lokal unverfestigte Schotter mit Sand- und Silteinschaltungen, die nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. D. Heye, Hannover teilweise invers magnetisiert sind, also ein Alter von mindestens 700 000 Jahren haben sollten. Auch die jüngsten Sedimente aus dem Bereich der Auffüllung des obermiozänen Talsystems sind ins Pleistozän zu stellen. Sie treten heute im Bereich der Hauptwasserscheide in Höhenlagen um 1000 m über NN auf. In Torfflözen unter den Schottern ist eine Brackwasserfauna (vor allem *Cardium*) enthalten, die auf Grund von Ostracodenfunden (OHM 1980) ins Pleistozän zu stellen ist. Eine erste palynologische Bearbeitung, für die wir Herrn Dr. E. Grüger, Göttingen, sehr danken, erbrachte keinen Nachweis von Tertiärgattungen.

Für die Anlage der Fläche wird in den Diagrammen und Berechnungen von einem Alter von 1 Million Jahre ausgegangen. Da die Fläche auf ihre gesamte Erstreckung sicher nicht zeitgleich ist, und eine präzise Datierung etwa durch absolute Altersbestimmungen von Aschelagen noch aussteht, ist dieser Wert zwar größenordnungsmäßig sicher richtig, im Einzelnen wahrscheinlich aber zu modifizieren.

Alle im Folgenden gegebenen Werte sind daher mit einem Unsicherheitsfaktor von wenigstens 30 % behaftet. Es erschien trotzdem sinnvoll die Angaben zum Teil auf zwei Stellen hinter dem Komma zu machen, weil so die relativen Unterschiede zwischen den einzelnen Bereichen besser sichtbar werden und sich ein eventueller Fehler bei der Altersangabe für die Bildung der Ausgangsfläche für alle Werte im gleichen Sinne auswirkt. Die Angaben zum Denudations-Erosions-Quotienten würden dadurch gar nicht beeinflusst.

2.3 Bestimmung der Erosionsrate

Zur Bestimmung der linearen Tiefenerosion wurde für das Gebiet II und für jeden der fünf Geländestreifen des Gebietes I der Abb. 2 das Längsprofil des Flusses mit dem jeweils größten Einzugsgebiet konstruiert. Dazu wurden im Kartenbild Mündung und Quelle durch eine Gerade miteinander verbunden und die Höhe des Flußbettes auf diese Linie projiziert. Dieses Verfahren wurde gewählt, damit die Flußlängsprofile die gleiche Länge wie die ihnen parallel verlaufenden Profilinien haben. Da es sich um konsequente Flüsse im Sinne von DAVIS handelt, weichen Flußlauf und Profilinie nur wenig voneinander ab.

Die Flußlängsprofile entsprechen den Kurven A in Abb. 4. Aus dem Höhenlinienplan der rekonstruierten Ausgangsfläche (Abb. 3) wurde über den Flußlängsprofilen die Lage der rekonstruierten Ausgangsfläche eingetragen (Kurven B in Abb. 4). Die Differenz zwischen den Kurven A und B ergibt den Betrag, um den im jeweiligen Flußabschnitt das Bett des Flusses heute unterhalb der Ausgangsfläche liegt. Sieht man von der postglazialen Akkumulation vor allem im Unterlauf der Flüsse ab, entspricht dieser Wert der Tiefenerosion seit der Anlage der Ausgangsfläche. Im Folgenden wird er als Erosionsrate bezeichnet.

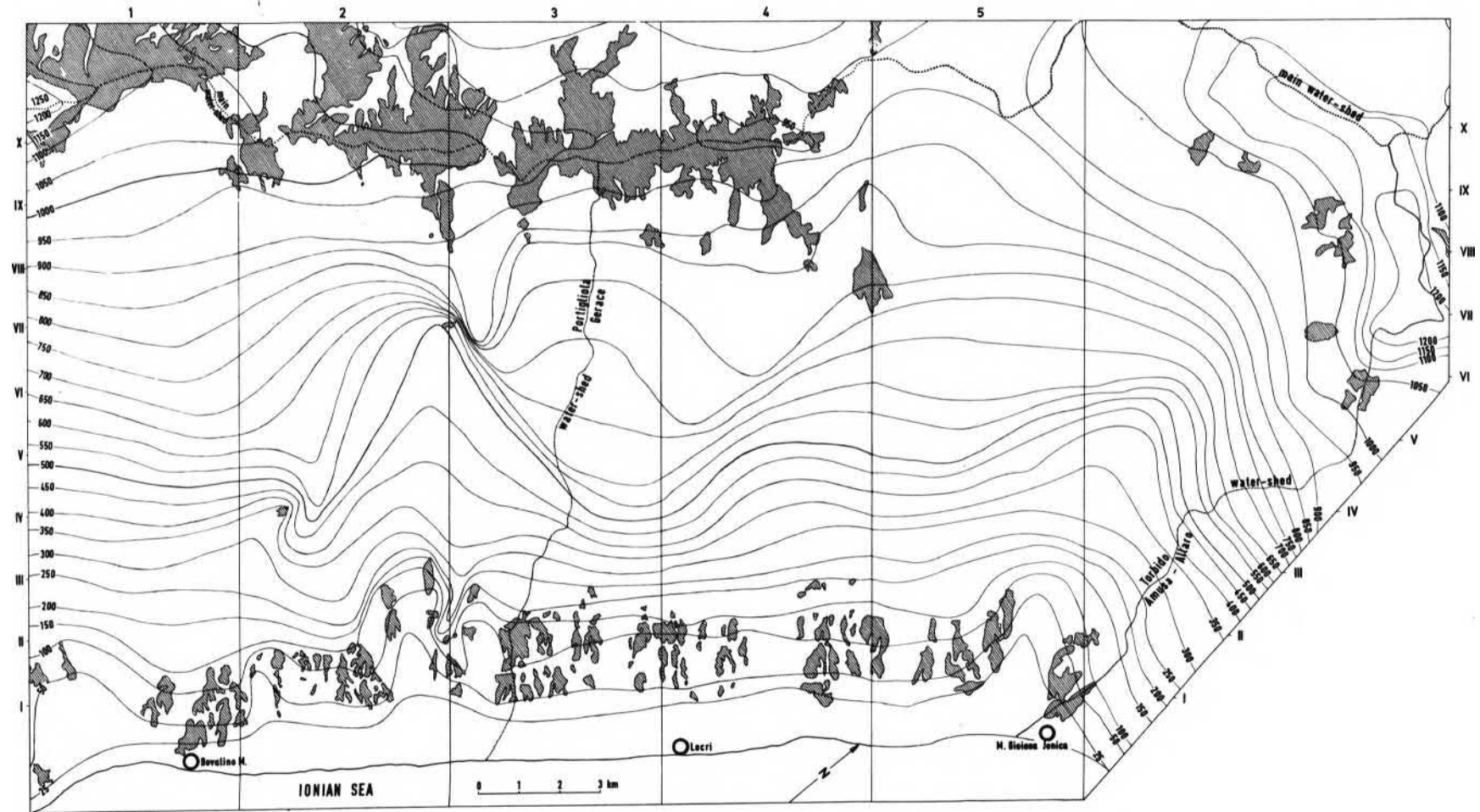


Abb. 3: Flächenreste und Rekonstruktion der Ausgangsfläche für das Gebiet I der Abb. 2

Fig. 3: Initial surface remains and reconstructed initial surface of area I in fig. 2

Die höchste lokale Tiefenerosion wurde im Mittellauf des Amendolea mit 0,92 km festgestellt, was einer Erosionsrate von 0,92 mm/y seit Anlage der Ausgangsfläche entspricht. Die durchschnittliche Erosionsrate gemittelt über alle sechs untersuchten Flüsse liegt bei 0,32 mm/y. Die Werte für die einzelnen Flüsse in Abhängigkeit vom Abstand zur Küste oder Wasserscheide sind als Kurven C in die Abb. 4 eingetragen.

2.4 Bestimmung der Denudationsraten

Zur Bestimmung der Denudationsraten des Gebietes II und der fünf Teilflächen des Gebietes I der Abb. 2 wurde eine Serie topographischer Profile parallel zur Küstenlinie gezeichnet. Über diesen topographischen Profilen wurde wiederum die Höhenlage der rekonstruierten Ausgangsfläche eingetragen (Abb. 5). Die Fläche zwischen diesen beiden Profillinien repräsentiert das Gesteinsmaterial, das in der Zeit zwischen der Anlage der Fläche und heute abgetragen wurde. Diese in der Abbildung 5 gepunkteten Flächen wurden für die einzelnen Profilabschnitte gesondert planimetriert. Unter Berücksichtigung der Überhöhung der Profile wurde für jeden Profilabschnitt die über seine Länge gemittelte Abtragsrate bestimmt. Diese Werte werden im Folgenden als Denudationsraten bezeichnet.

Die Werte für die Denudationsraten schwanken zwischen 0 und 0,6 km/Mio. Jahre, was einem Wert von 0,6 mm/y entspricht. Die lokalen Werte sind den Kurven D in Abbildung 4 zu entnehmen. Um die Abhängigkeit vom Gesteinscharakter sichtbar zu machen, wurden die Linien gleicher Denudationsraten in die geologische Karte eingetragen (Abb. 8).

In Abb. 6 sind die Denudationsraten der fünf Teilgebiete in einem Diagramm nebeneinander gestellt und in Abb. 8 die Abhängigkeit der Denudationsraten vom Abstand von Küste oder Wasserscheide durch Zusammenfassung der Werte aller fünf Teilflächen für ein größeres Areal dargestellt (Kurve I). Der Kurvenverlauf wird dadurch sehr viel ausgeglichener, aber die Abhängigkeit der Denudationsrate von lokalen lithologischen oder tektonischen Gegebenheiten weniger deutlich sichtbar. Die Länge der Profilabschnitte sollte mindestens der Breite des Einzugsgebietes eines Flusses entsprechen, wie es für die Kurven der Abb. 6 der Fall ist. Für das tektonisch unruhige Gebiet II wurden die Denudationsraten einmal für das 153 km² große Einzugsgebiet des Amendolea (Kurve II a der Abb. 7), dem Hauptfluß dieses Areals und einmal für die mit etwa 490 km² mehr als dreimal so große Gesamtfläche II (Kurve II der Abb. 7) bestimmt. Trotzdem war hier ein ausgeglichener Kurvenverlauf nicht zu erzielen. Die Kurven sind durch mehrere Maxima geprägt.

Allen Teilflächen gemeinsam ist, daß die höchsten Erosions- und Denudationsraten sich zwischen einem Drittel und der Hälfte der Strecke Wasserscheide - Mündung finden. Die genauen Maxima der Erosions- und Denudationsraten innerhalb dieses Rahmens scheinen für die einzelnen Teilflächen im Einzelnen aber deutlich von der Art der anstehenden Gesteine abhängig zu sein.

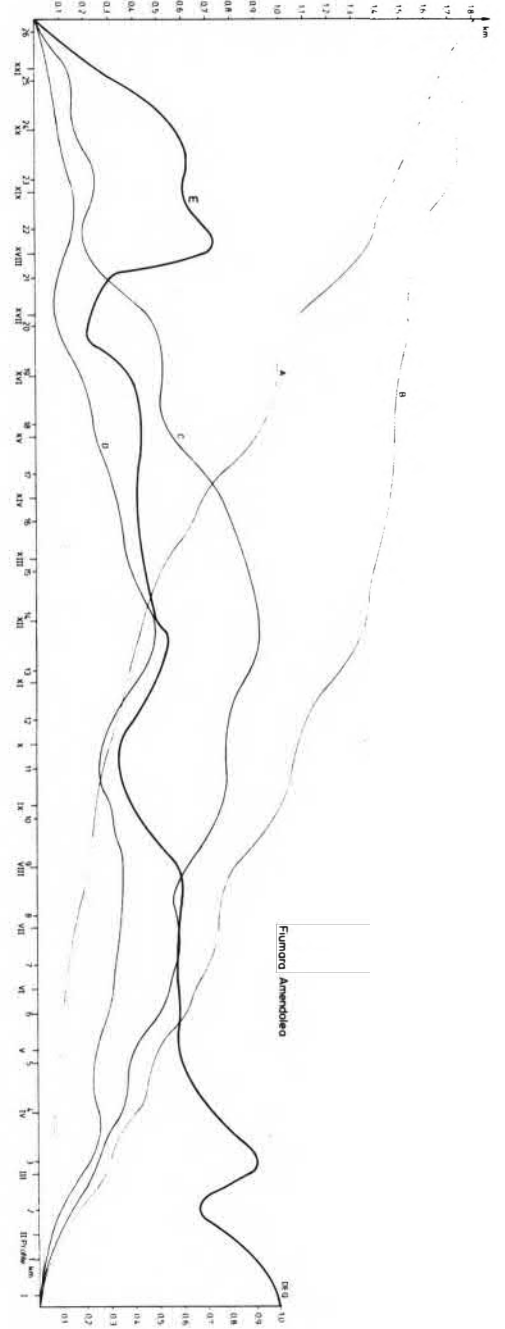
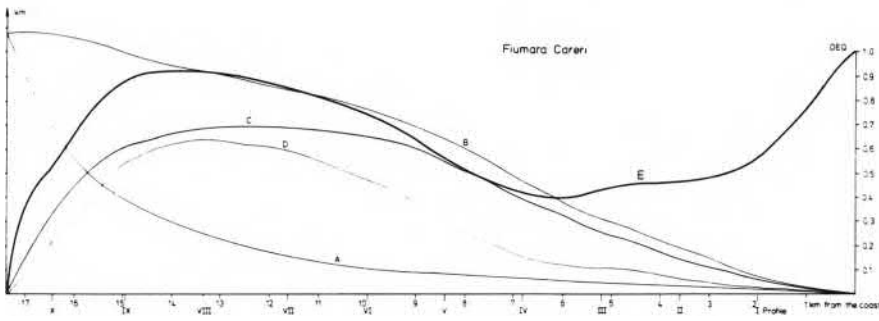
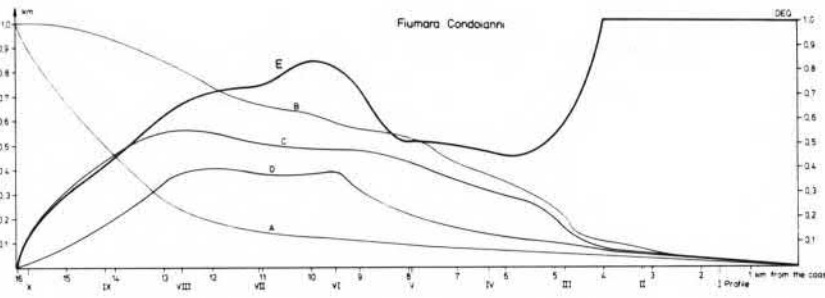
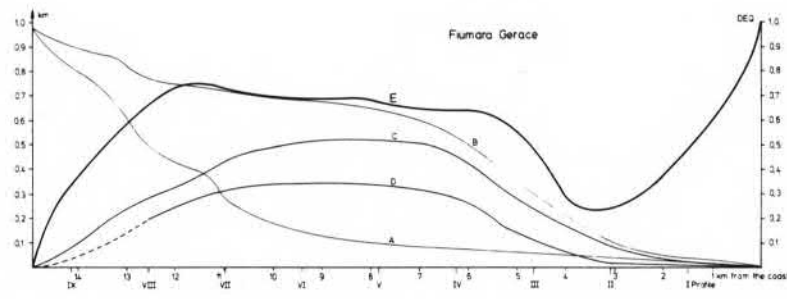
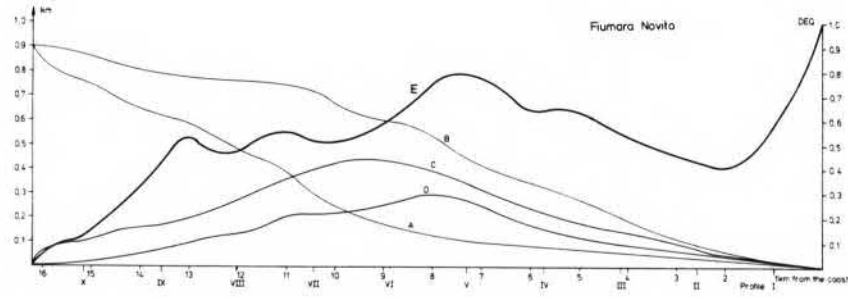
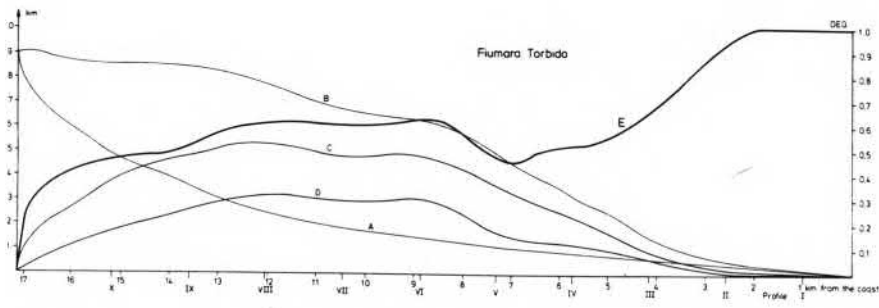
In allen Beispielen ist außerdem das Maximum der Erosion gegenüber dem Maximum der Denudation deutlich in Richtung auf die Wasserscheide verschoben. Um hier eventuelle Gesetzmäßigkeiten besser sichtbar zu machen wurde das Verhältnis zwischen Denudation und Erosion in den Abschnitten der einzelnen Profile berechnet.

2.5 Der Denudations/Erosions-Quotient (DEQ)

Für jedes der Flußlängsprofile wurde im Abstand von jeweils einem Kilometer aus den Kurven D und C der Abb. 4 die Denudations- und Erosionsrate abgelesen und ihr Quotient gebildet. Der Denudations-Erosions-Quotient (DEQ) kann zwischen fast 0 (ausschließlich lineare Tiefenerosion) und 1 (fehlende Tiefenerosion) variieren.

Er spiegelt das Verhältnis zwischen Tiefenerosion und Hangabtragung in den verschiedenen Abschnitten eines Flußnetzes wieder. Mit hohen Werten ist also in Bereichen weit fortgeschrittener Hangabtragung zu rechnen, unabhängig davon, ob diese auf eine geringe Resistenz der dort anstehenden Gesteine gegenüber der Verwitterung zurückzuführen sind, oder ob sich, über einen längeren Zeitraum gleichbleibender Bedingungen wegen, reife Talformen herausbilden konnten. Junge Täler oder Flußabschnitte in Hebungsgebieten oder in besonders widerstandsfähigem Gestein sind dagegen durch niedrigen DEQ gekennzeichnet.

Der DEQ ist also von ganz verschiedenen Faktoren abhängig. Neben der unterschiedlichen Resistenz der verschiedenen Gesteine gegenüber der Verwitterung, sind Hebungen oder Senkungen, Änderungen der Erosionsbasis oder des Klimas zu nennen. Der dominierende Trend des DEQ in allen untersuchten Flüssen ist aber die Tendenz zu ho-



hen Werten in Küstennähe und zu immer niedrigeren Werten mit Annäherung an die Wasserscheide. Wahrscheinliche Ursache für diese Verteilung der Werte des DEQ ist einerseits die Akkumulation oder wenigstens fehlende Tiefenerosion im Mündungsbereich, und andererseits die rasche rückschreitende Erosion im Oberlauf der Flüsse, mit der die Hangabtragung dort nicht Schritt hält. Die zahllosen Bergstürze und Rutschungen in den Oberläufen der Flüsse sind dafür ein beredtes Zeugnis (CARRARA et al. 1979).

2.6 Diskussion der ermittelten Werte und Anwendungsmöglichkeiten des Taleinschnittverfahrens

Für Südkalabrien wurde, über die Fläche der Abb. 1 integriert, eine Denudationsrate von 0,20 mm/y nach dem Taleinschnittverfahren bestimmt, wenn mit einer Anlage der Ausgangsfläche vor 1 Mio. Jahren gerechnet wird. Das erscheint viel im Vergleich zu dem Wert von 0,03 mm/y, den STODDART 1969 für den Weltdurchschnitt der Denudation angibt. Auf Grund von Abschätzungen der Flußfracht während eines Beobachtungszeitraums von 4 Jahren rechnet ERGENZINGER et al. 1978 aber in Südkalabrien im Einzugsgebiet des Buonamico mit 0,5 mm/y Denudation.

Einen ähnlichen Wert geben LI & ERNI 1974 für das Einzugsgebiet des alpinen Rheins an. Die von ihnen genannten $115 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Jahr}^{-1}$ für die mechanische und $18 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{Jahr}^{-1}$ für die chemische Abtragungsrate lassen sich zu einer Denudationsrate von 0,53 mm/y addieren, wenn man von einer Gesteinsdichte von $2,5 \text{ g/cm}^3$ ausgeht.

Aus einem Bereich rascher Hebung, der Zentralkette von Taiwan, gibt LI 1976 sogar eine Denudationsrate von 5,5 mm/y an. Die dortige Hebungsrates übersteigt mit ebenfalls 5,5 mm/y die für Zentral-Kalabrien vermutete Heraushebung von 1 bis 2 mm im Jahr allerdings erheblich.

Auch im Vergleich zu anderen in der Literatur für morphologisch und klimatisch ähnliche Bereiche (CORBEL 1959, 1964, FAIRBRIDGE 1968, MENARD 1961, SCHUMM 1963) genannte Werte erscheint die für Südkalabrien mit dem Taleinschnittverfahren erhaltene Denudationsrate von 0,2 mm nicht zu hoch, sondern eher um einem Faktor zwischen 2 und 3 zu niedrig zu sein.

Dieser Vergleich macht deutlich, daß die ermittelten Denudations- und Erosionsraten kein exaktes Spiegelbild der gegenwärtigen Vorgänge geben, sondern nur den Mittelwert der Vorgänge während der letzten Million Jahre. Es muß z. B. bedacht werden, daß sich das Datum 1 Million Jahre nur auf die Bildung der Ausgangsfläche bezieht. Sie könnte also durchaus noch eine unbekannte Zeit in Meeresspiegelniveau verblieben sein. Auch die Zeit der ersten allmählichen Heraushebung war sicher mit einer weniger effektiven Abtragung verbunden. Um etwa zu aktuellen Raten der lokalen Erosion pro Jahr zu kommen, müßte im Oberlauf der Flüsse berücksichtigt werden, daß, entsprechend der zu beobachtenden raschen rückschreitenden Erosion, die heutigen Talschlüsse sich überwiegend wahrscheinlich erst in historischer Zeit gebildet haben. Auch heute ist die Ausgangsfläche im Bereich der Hauptwasserscheide noch auf weite Strecken und teilweise auf mehrere Kilometer Breite erhalten (Abb. 1 und 3). Alle Indizien sprechen dagegen, daß es hier während der letzten Million Jahre zu einer nennenswerten Abtragung gekommen ist. Die Abtragung wurde offensichtlich erst in dem Augenblick aktiv, in dem der betreffende Bereich der Ausgangsfläche von der rückschreitenden Erosion erreicht wurde. Die aktuelle jährliche Erosionsrate ist dann aber sicher um Größenordnungen höher als der für diesen Bereich über eine Million Jahre gemittelte Wert.

Auch auf Grund anthropogener Einflüsse wie Abholung, Überweidung und ähnlichen Faktoren erscheint es nur logisch, daß heute aus der Flußfracht höhere Denudationsraten ermittelt werden. Für viele Bilanzrechnungen sind demgegenüber die "natürlichen" und über einen längeren Zeitraum integrierten Denudationsraten des Taleinschnittverfahrens von Vorteil. Auch die Aussagen über Abtragungsraten in Abhängigkeit von der Entfernung zu Wasser=

Abb. 4: Diagramme zur Entwicklung der Abtragung entlang ausgewählter Flüsse.-
A: Flußlängsprofil, B: Position der rekonstruierten Ausgangsfläche, C: Erosionsrate, D: Denudationsrate, E: Denudations-Erosions-Quotient (DEQ).

Fig. 4: Graphic representations of erosion and denudation along selected streams of Southern Calabria.-
A: long profile, B: position of the reconstructed initial surface, C: erosion rate, D: denudation rate, E: denudation-erosion-quotient (DEQ)

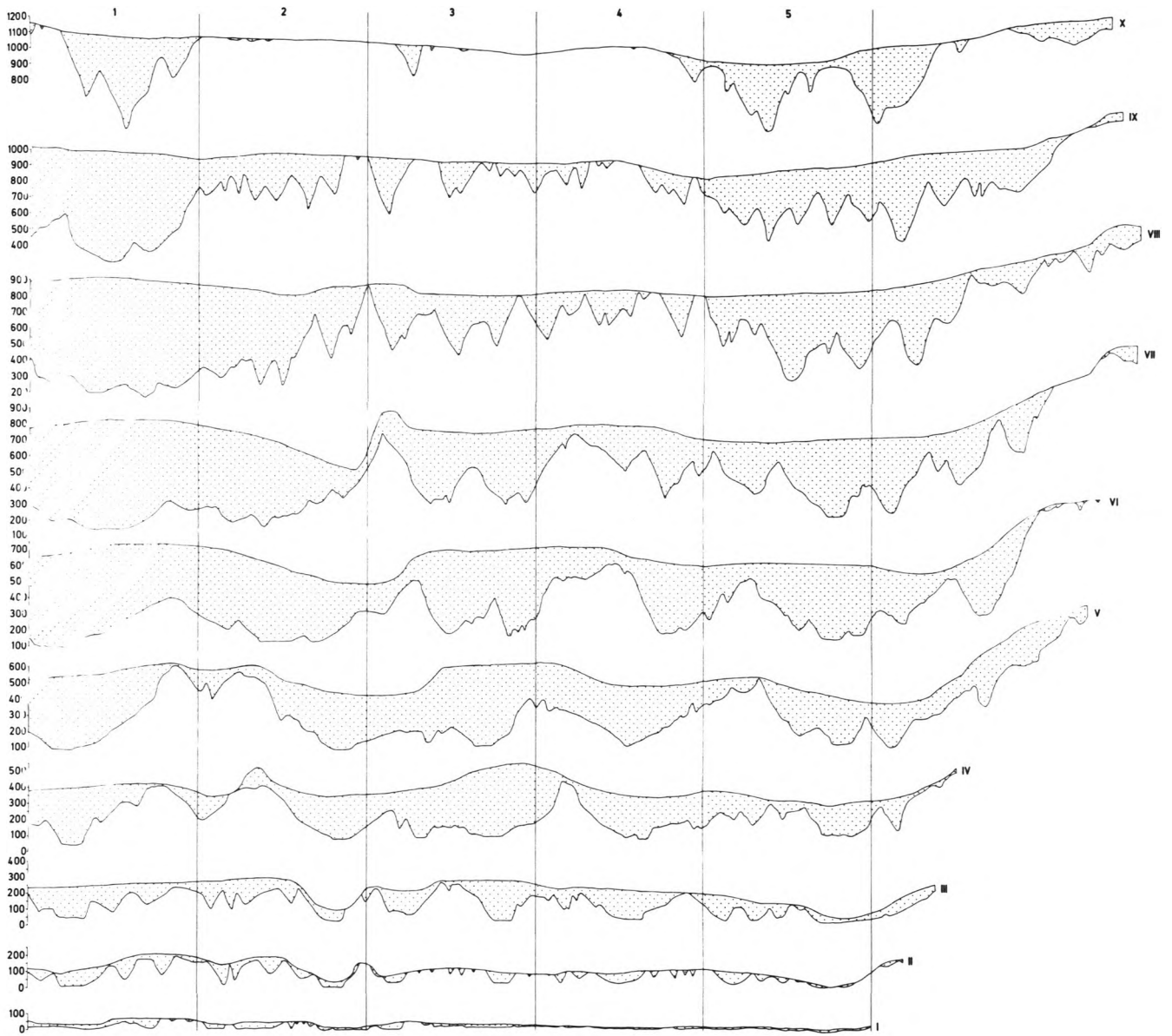


Abb. 5: Serie von küstenparallelen Profilen durch die fünf Teilflächen des Gebietes I der Abb. 2. Die obere Begrenzungslinie der einzelnen Profile repräsentiert die rekonstruierte Ausgangsfläche, die untere Begrenzungslinie das heutige Relief. Die gepunktete Fläche zwischen den beiden Linien entspricht dem seit Anlage und Heraushebung der Fläche abgetragene Gestein. Die Lage der Profile ist in Abb. 3 und Abb. 8 eingetragen.

Fig. 5: Serie of longshore profiles through area I of fig. 2. The upper limit of the profiles is the reconstructed initial surface, the lower limit the present-day relief. The dotted areas between these two lines represent the area eroded since the formation and lifting of the initial surface, measured planimetrically. For position of profiles see fig. 3 and fig. 8.

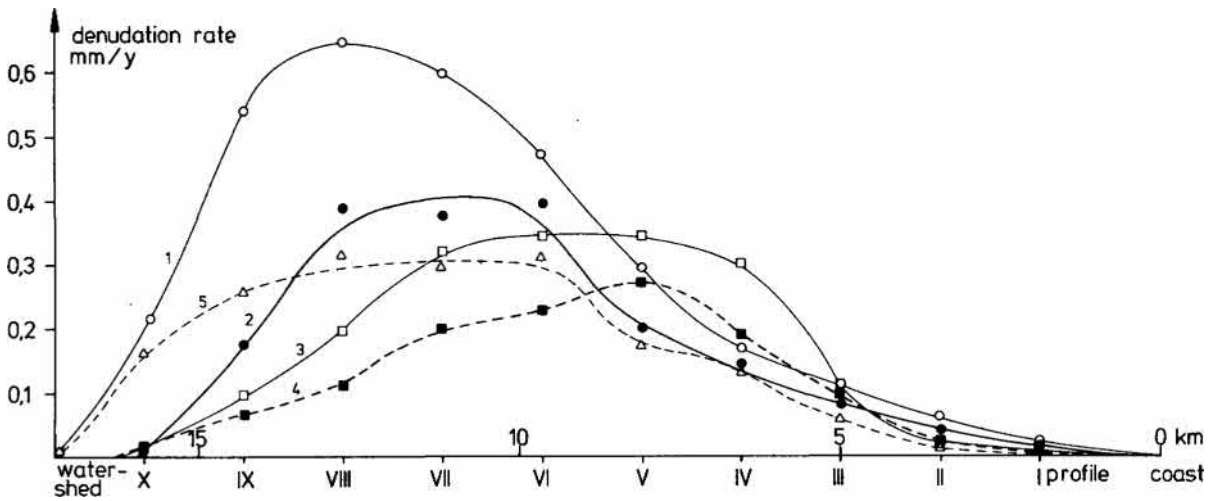


Abb. 6: Die Änderung der Denudationsrate in Abhängigkeit vom Abstand zu Küste oder Wasserscheide in den Teilgebieten 1 - 5 der Abb. 3

Fig. 6: The change in the denudation rate for the sections 1 - 5 of Fig. 3 plotted against the distance from the coast or the drainage divide.

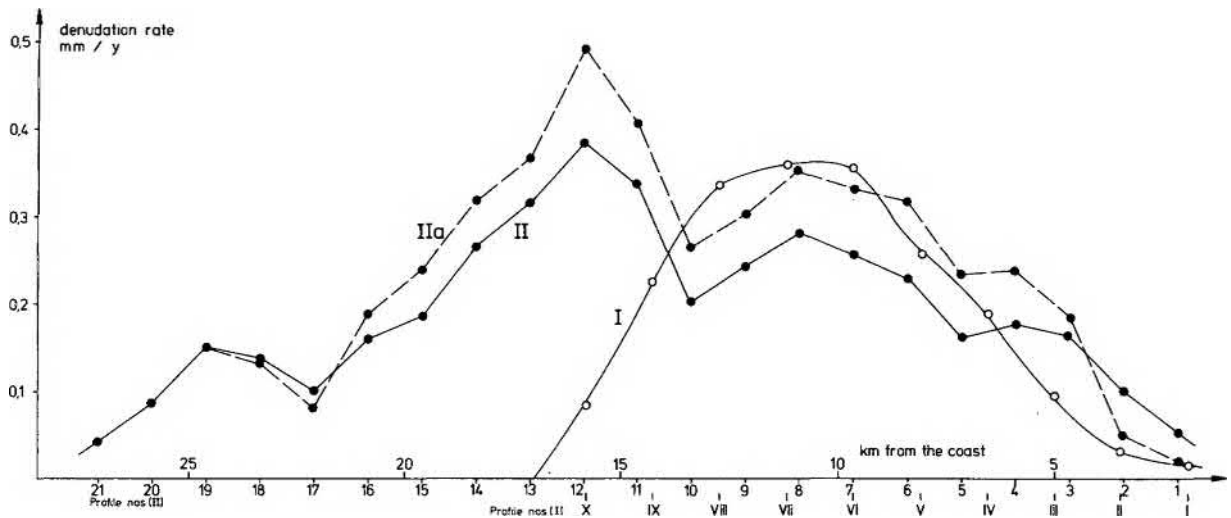


Abb. 7: Die Änderung der Denudationsrate in Abhängigkeit vom Abstand zu Küste oder Wasserscheide im Vergleich verschiedener Bereiche.
 I: Gebiet I der Abb. 2 (Zusammenfassung der Kurven 1 - 5, der Abb. 6); II: Gebiet II der Abb. 2; II a: Einzugsgebiet des Fiumara Amendolea, das ungefähr 152 km² des 470 km² großen Gebietes II einnimmt.

Fig. 7: The change in the denudation rate plotted against the distance from the coast or the drainage divide compared between various areas.
 I: area I of fig. 2 (combination of the values concerning the sections 1 - 5, of fig. 6); II: area II of fig. 2; II a: drainage basin of the Fiumara Amendolea, which occupies 152 km² of area II (470 km²).

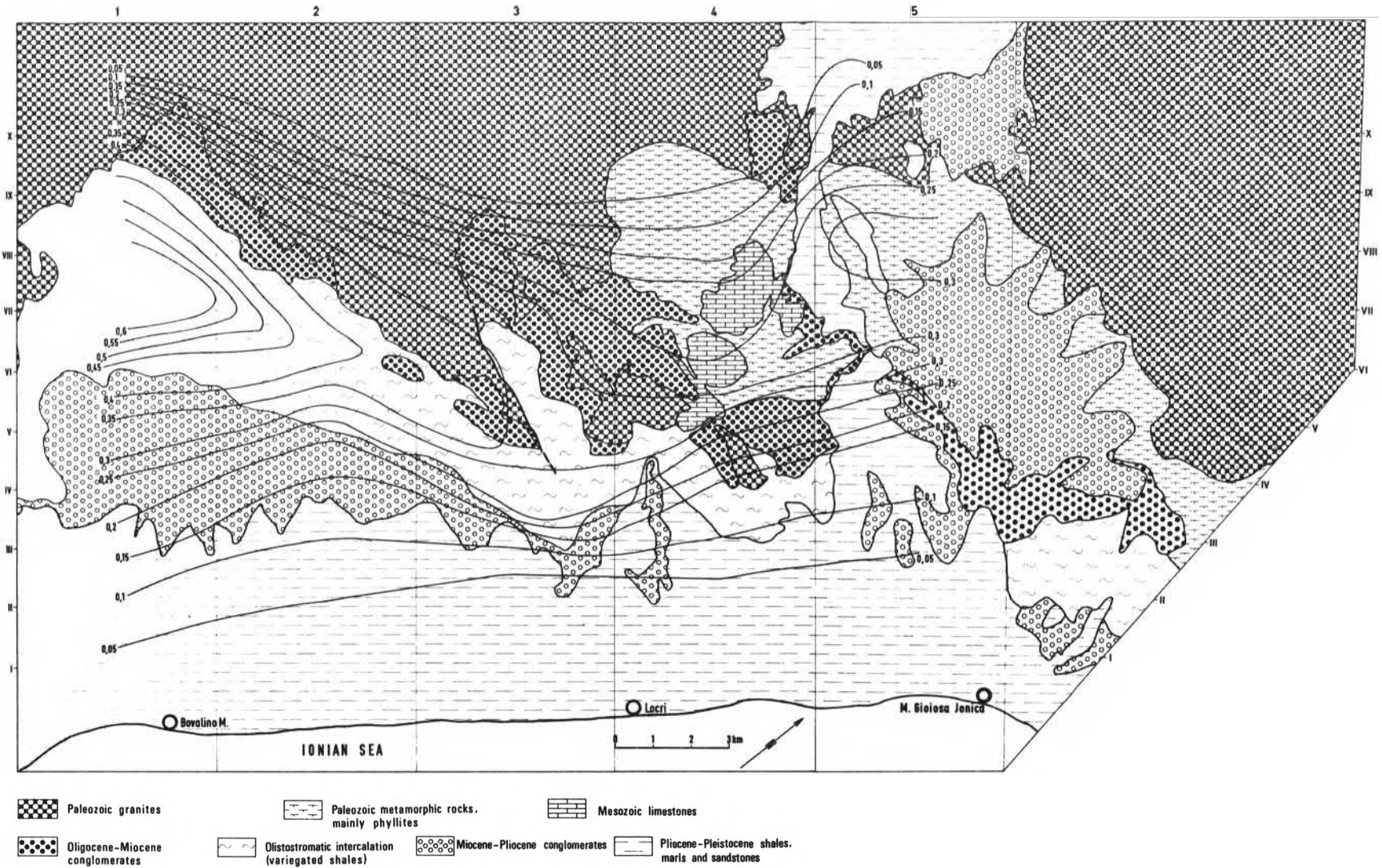


Abb. 8: Geologische Skizze des Gebietes I der Abb. 2 mit eingetragenen Linien gleicher Denudationsrate. Die Signaturen wurden so gewählt, daß resistendere Gesteine einen dunkleren Grauton erhielten.

Fig. 8: Geological sketch map of area I of fig. 2 with lines of equal denudation rates. For more resistant rocks a darker signature was chosen.

scheide oder Küste sind durch andere Verfahren nur sehr aufwendig zu erzielen. Großer Nachteil des Taleinschnittsverfahrens ist es, daß es nur dort anwendbar ist, wo eine einheitliche, datierbare Ausgangsfläche rekonstruiert werden kann.

Wenn es aber eingesetzt werden kann, bietet es für Bilanzrechnungen einen weiteren Vorteil. Es ist ohne großen Aufwand möglich, nicht nur die Gesamtmenge des abgetragenen Gesteins zu ermitteln, sondern auch die prozentuale Beteiligung verschiedener Gesteine abzuschätzen.

3. BESTIMMUNG DES PROZENTUALEN ANTEILS VERSCHIEDENER GESTEINE AM GESAMTABTRAGUNGSVOLUMEN

3.1 Methode

Anhand geologischer Karten, oder auf Grund von Geländebeobachtungen, können die zur Bestimmung der Denudationsraten erstellten topographischen Profile (Abb. 5) zu geologischen Profilen ergänzt werden. Bei bekannten Schichtmächtigkeiten kann im Profil, über das Anstehende hinaus, der frühere geologische Aufbau bis zur rekonstruierten Ausgangsfläche extrapoliert werden. Durch Planimetrieren der auf die verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten entfallenden Flächen in dem "abgetragenen" Teil der Profile kann ihr prozentualer Anteil an der Gesamtabtragung für jedes Profil bestimmt werden (Abb. 9 A). Die ermittelten Einzelwerte aus den verschiedenen Profilen können mit entsprechenden Streckenanteilen in Form von Säulenprofilen in das Diagramm Denudation gegen Abstand zur Küste eingetragen werden und die einzelnen Abschnitte in den verschiedenen Säulenprofilen dann durch Kurven verbunden werden. Anhand der geologischen Karte läßt sich leicht feststellen, ob diese Interpolation zwischen den verschiedenen Säulenprofilen vertretbar ist, oder ob durch Einschaltung zusätzlicher geologischer Profile die Genauigkeit wesentlich erhöht wird.

Durch Untersuchungen im Gelände oder im Labor kann der Anteil bestimmter Komponenten oder Minerale an den lithostratigraphischen Einheiten bestimmt und damit der Gesamtgehalt der im Untersuchungsgebiet abgetragenen Gesteinsmenge etwa an Calciumkarbonat, Quarz, Eisenmineralen usw. abgeschätzt werden. Das wiederum gibt die Möglichkeit eines Vergleichs mit den Verhältnissen im Sedimentationsgebiet und damit Antworten auf Fragen nach dem Schicksal einzelner Komponenten. Wieviel Prozent des Calciumkarbonats wird in fester und wieviel in gelöster Form transportiert? Welcher Anteil der abgetragenen Feldspäte überdauert Verwitterung und Transport? Wird ein abgetragener Granit oder Gneis überwiegend in Form von Psephiten wieder sedimentiert, oder findet sich sein Material überwiegend in den Psammiten und Peliten wieder?

3.2 Anwendungsbeispiel

Das Verfahren wurde im Einzugsgebiet der Flüsse Gerace, Novito und Torbido durchgeführt (Abb. 8). In diesem Bereich stehen variskische Granite, Metamorphite und Granodiorite, mesozoische Kalke und eine mächtige tertiäre, überwiegend klastische Sedimentfolge an. Diese Gesteine sind gegenüber der Verwitterung sehr unterschiedlich resistent, vor allem die jungtertiären Tone und Mergel kaum verfestigt. In Abb. 8 wurde der Grauton der Signaturen so gewählt, daß für höhere Verwitterungsresistenz dunklere Grautöne gewählt wurden. Nach Bestimmung der Anteile der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten (Abb. 9) wurden diese für die Bilanzrechnung in einzelne Komponenten aufgegliedert. Die hier genannten Werte stammen teilweise aus den unveröffentlichten Diplomarbeiten KHODADADIAN 1974 und UCHDORF 1976.

Die Anteile der Granodiorite und Granite wurde nach den Angaben von MORESI & PAGLIONICO 1976 auf den Bestand einzelner Minerale umgerechnet und für die geringen Mengen beteiligter Gneise die entsprechenden Anteile abgeschätzt. Bei den zahlreichen Konglomeraten und dem im Gebiet vorkommenden Olisthstrom wurde im Gelände der Anteil der verschiedenen Gesteine durch das Sehnenschnittverfahren bestimmt. Diese wurden wiederum entsprechend ihrer Zusammensetzung auf einzelne Minerale umgerechnet. Psammiten und der Matrixanteil der Konglomerate wurden ebenfalls auf ihren Mineralbestand untersucht und in Psammiten und Peliten der Kalkgehalt bestimmt. Die so erhaltenen Werte sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengefaßt. Sie erlauben einen direkten Vergleich z. B. mit dem Mineralbestand der Flußmündungssedimente und damit Aussagen über verwitterungs- und transportbedingte Verschiebungen im Mineralbestand.

Solche vergleichenden Betrachtungen zwischen abgetragenem Gestein und dem in Flußmündungen vorliegendem Sediment sind anhand der von IBBEKEN & RUMOHR gesammelten Daten (in ERGENZINGER et al. 1978) für eine Reihe kalabrischer Flüsse vorgesehen.

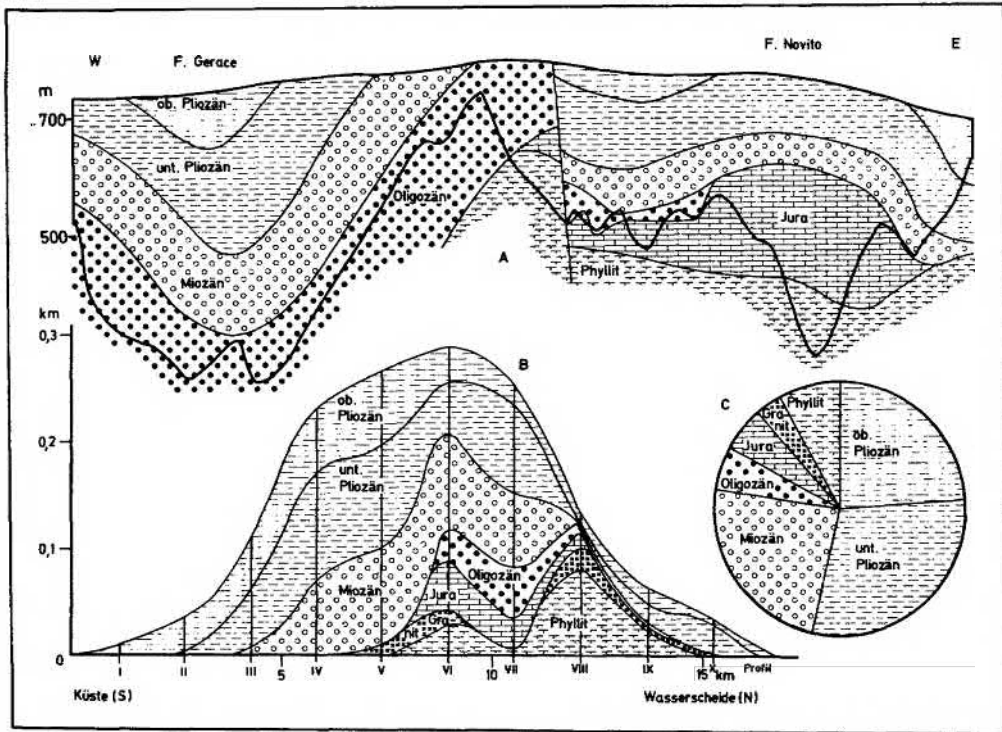


Abb. 9: Beispiel zur Erläuterung des Verfahrens der Ermittlung des Anteils verschiedener Gesteine am Volumen der Gesamtabtragung eines Gebietes. Hier: Einzugsgebiet der Fiumare Gerace und Novito.
A: Zum geologischen Profil erweiterter Ausschnitt des Profils VII aus Abb. 5. Durch Planimetrieren der Flächen der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten im "abgetragenen Bereich" des Profils wurde ihr jeweiliger Anteil am Abgetragenen für den Bereich dieses Profils bestimmt.
B: Entsprechend der prozentualen Beteiligung der lithostratigraphischen Einheiten am Abgetragenen im Bereich der verschiedenen Profile, wurde in dem Diagramm "Denudation in Abhängigkeit vom Abstand zur Küste" die für jedes einzelne Profil erhaltene Denudationsrate in entsprechende Abschnitte unterteilt eingetragen. Die Abschnitte der gleichen lithostratigraphischen Einheiten in den verschiedenen Profilen wurden miteinander verbunden. Während die Fläche unter der Denudationskurve dem Volumen der gesamten Abtragung entspricht, entsprechen die Felder der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten deren Beteiligung an der Gesamtabtragung.
C: Der prozentuale Anteil der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten am Gesamtvolumen der Abtragung im Kreisdiagramm dargestellt.

Fig. 9: Example illustrating the method for determining the contribution, of the various rocks to the total volume of denudation of an area. Here the drainage area of the F. Gerace and F. Novito.
A: Section of profile VII of fig. 5, geologically complete. The portions of the eroded lithostratigraphic units within the profile have been measured by planimetric determination of their segments in the "eroded part" of the profile.
B: The denudation rate of each profile has been subdivided proportional to the participation of the different lithostratigraphic units and has been entered in the diagram "denudation plotted against distance from the coast". Then the segments of the different lithostratigraphic units have been connected. Whereas the total area beneath the denudation-curve represents the total volume of denudation, the segments of the different lithostratigraphic units constructed in this way, represent the extent of their participation within the total denudation.
c: The proportional participation of the different lithostratigraphic units within the total volume of denudation presented in a circular diagram.

Abgetragenes Material		km ³	Volumen %	km ³	Volumen %	Minerale ^x	
Anstehendes Gestein	Kalke	1,1422	2,45				
	Granite	8,0353	17,22	2,3303	4,99	Quarz	
				1,0446	2,24	Orthoklas	
				3,5355	7,58	Plagioklas	
				1,1249	2,41	Glimmer	
	Phyllite	1,7447	3,74				
	Gneise	0,8725	1,87	0,2618	0,56	Quarz	
0,1745				0,37	Orthoklas		
0,3490				0,75	Plagioklas		
0,0872				0,19	Glimmer		
gesamt	11,7947	25,27					
Gerölle der Konglomeratserien	Granite	1,8352	3,93	0,5322	1,14	Quarz	
				0,2386	0,51	Orthoklas	
				0,8075	1,73	Plagioklas	
				0,2569	0,55	Glimmer	
	Phyllite	1,1876	2,54				
	Gneise	0,0220	0,05	0,0066	0,01	Quarz	
				0,0044	0,01	Orthoklas	
0,0088				0,02	Plagioklas		
0,0022				0,01	Glimmer		
Quarz	0,1701	0,36					
gesamt	3,2149	6,89					
Psammitte, Pelite und Matrix der Konglomeratserien	Ton/Silt	11,4012	24,43				
	Kalk	12,3497	26,46				
	Quarz	2,5059	5,37				
	Orthoklas	1,4261	3,05				
	Plagioklas	1,5333	3,28				
	Glimmer	0,5140	1,10				
	Ge= steins= aggre= gate	Granit	0,9660	2,07	0,2801	0,60	Quarz
					0,1256	0,27	Orthoklas
					0,4250	0,91	Plagioklas
					0,1353	0,29	Glimmer
Phyllit	0,9659	2,07					
gesamt	31,6621	67,84					
Gesamtabtragungs= menge	46,6717	99,99					

^x Prozentuale durchschnittliche Zusammensetzung des Serra San Bruno Granits und Granodiorits berechnet nach Angaben von MORESE & PAGLIONICO 1975: 29 % Quarz, 13 % Orthoklas, 44 % Plagioklas, 14 % Glimmer (Durchschnittswerte).

Tabelle 1: Gesamtvolumen der im Einzugsgebiet von F. Gerace, F. Novito und F. Torbido abgetragenen Gesteine und ihrer Einzelkomponenten in absoluten Zahlen und Prozenten.

Table 1: Total volume of the eroded lithostratigraphic units and their components within the drainage areas of the F. Gerace, F. Novito and F. Torbido, given as absolute figures and as per cent.

Abgetragenes Material	km ³	Volumen %
Ton/Silt	11,4012	24,43
Kalk	13,4919	28,91
Quarz	6,0870	13,03
Orthoklas	3,0138	6,45
Plagioklas	6,6591	14,27
Glimmer	2,1205	4,55
Phyllit	3,8982	8,35
gesamt	46,6717	99,99

Tabelle 2: Gesamtmenge und prozentuale Beteiligung der wichtigsten Komponenten an der Abtragung im Einzugsgebiet der Flüsse F. Gerace, F. Novito und F. Torbido.

table 2: Total volume and percentual participation of important components eroded within the drainage areas of the F. Gerace, F. Novito and F. Torbido.

LITERATURVERZEICHNIS

- CARRARA, A., MERENDA, L., NICOLETTI, P. G., SORRISO-VALVO, M.: Slope instability in Calabria, Italy.- Mass Movements in Mountain Regions., Polish - Italian Seminar, 47 - 62, Szymbark 1979
- CORBEL, J.: Vitesse de l'Erosion.- Z. Geomorphol. 3, 1 - 28, Berlin 1959
- : L'erosion terrestre, étude quantitative (Méthodes-techniques-résultats).- Annales de Géographie, 73, 385 - 412, Paris 1964
- ERGENZINGER, P., GÖRLER, K., IBBEKEN, H., OBENAU, P., RUMOHR, J.: Calabrian Arc and Ionian Sea: Vertical Movements, Erosional and Sedimentary Balance.- In: Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. on Geodynamics, Sci. Rep. No. 32, 359 - 373, Stuttgart 1978
- FAIRBRIDGE, R. W.: Denudation.- In FAIRBRIDGE, R. W.: Encyclopedia of Geomorphology, Vol. III, 261 - 271, (Reinhold Book Corporation), New York 1968
- GREGORY, K. J. & WALLING, D. E.: Drainage Basin, Form and Process, a geomorphological approach.- 456 S. (Edward Arnold), London 1973
- JUDSON, S. & RITTER, D.: Rates of regional denudation in the United States.- J. Geophys. Res., 69, 3395 - 3401, Washington 1964
- KHODADADIAN, M.: Quantitative und qualitative Erosionsbilanz des Fiumara Torbido, Prov. Reggio Calabria (Süditalien).- Unveröffentlichte Diplomarbeit, 56 S., FU Berlin 1974
- LI, Y. H., ERNI, P. E.: Erosionsgeschwindigkeit im Einzugsgebiet des Rheins (Faktorenanalyse und geochemische Massenbalance).- In: Vom Wasser, Bd., 43, 15 - 42, Weinheim/Bergstr., 1974
- LI, Y. H.: Denudation of Taiwan Island since the Pliocene Epoch.- Geology, 4, 2, 105 - 107, Denver, 1976
- MARCHAND, D. E.: Rates and modes of denudation, White Mountains, eastern California.- Am. J. Sci. 270, 109 - 135, New Haven/Conn. 1971
- MENARD, H. W.: Some rates of erosion.- J. Geol., 69, 154 - 161, Chicago 1961
- MORESI, M. & PAGLIONICO, A.: Osservazioni geologiche, petrografiche e geochemiche sulle rocce granitoidi delle Serre orientali (Calabria). Boll. Soc. Geol. Ital., 94, 1855 - 1882, Roma 1975
- OHM, R. R.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie neogener Sedimente zwischen Serra San Bruno und Aspromonte (Kalabrien, Süditalien).- In Vorbereitung, Diss., FU Berlin 1980
- RICHTER, M.: Zum Problem der alpinen Gipfelflur.- Z. Geomorphologie, 4, 149 - 160, Berlin 1929
- : Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand.- Z. Geomorphologie, 7, 10 - 24, Berlin 1932
- SCHUMM, S.: The disparity between present rates of denudation and orogeny.- U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 454 -H, 13 pp, Washington 1963
- STODDART, D. R.: World Erosion and Sedimentation.- In R. J. CHORLEY (Ed.): Water, Earth and Man pp 43 - 64, London 1969
- UCHDORF, B.: Quantitative und qualitative Erosionsbilanz der Fiumare Novito und Gerace, Süditalien, Prov. Reggio Calabria.- 55 S., Unveröffentlichte Diplomarbeit, FU Berlin 1976
- YOUNG, A.: Present rate of land erosion.- Nature, 224, 851 - 852, London 1969

DIE LINEAMENTE DES ZAGROS-GEBIRGES IM IRAN

- ein Vergleich mit Nordapennin (Italien) und Dinariden (Jugoslawien) -

von

C. HEMMER⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Die streichenden und transversalen Großstörungszonen des Zagros (Iran) werden beschrieben und hinsichtlich ihres Lineament-Charakters untersucht. Ein bisher nicht bekanntes Lineament, das Shiraz-Busher-Lineament wird vorgestellt. Der Vergleich der Zagros-Lineamente mit denen des Nordapennins (Italien) und der Dinariden (Jugoslawien) ergibt ähnliche Lineamentmuster für alle drei Orogene.

Im Sinne von Plattentektonik-Modellen sind streichende Lineamente mit Auf- und Überschiebungen assoziierte eugeosynklinale Einheiten, die Subduktionszonen repräsentieren, während transversale Lineamente als transform faults an mittelozeanische Rücken angeschlossen werden können.

Die folgenden Charakteristika sind allen untersuchten Lineamenten gemeinsam: Lineamente sind tiefreichende Bruchsysteme, die im synsedimentären Stadium als Faziesgrenzen fungieren und postsedimentär als laterale Seitenverschiebungen in Erscheinung treten. Lineamente bewirken eine Segmentierung des Untergrundes in Segmente mit unterschiedlicher fazieller tektonischer und magmatischer Entwicklung.

ABSTRACT

The striking and transverse large faults of the Zagros Mountains (Iran) are described and investigated as to whether or not they have lineament character. A new lineament, the Shiraz-Busher-Lineament, is introduced and described.

A comparison of the Zagros lineaments with those of the Northern Apennines (Italy) and the Dinarides (Yugoslavia) yields a strong similarity of the lineament patterns in each of these orogenes.

In terms of plate tectonic models, striking lineaments are associated with thrusting eugeosynclinal units and represent subduction zones whereas transverse lineaments are interpreted as transform faults belonging to mid-oceanic ridges.

The following features are characteristic of all investigated lineaments: Lineaments are deep fracture systems which acted as facies boundaries during the sedimentary history of the orogene and, in the postsedimentary stage, became strike-slip faults. Lineaments divide basement segments of different facies, tectonic, and magmatic evolution.

⁺ Anschrift des Verfassers: Dr. Claus Hemmer, Geologisch-Paläontologisches Institut der TH Darmstadt, 61 Darmstadt, Schnittspahnstr. 9.

RESUME

Les zones de fractures majeures des monts Zagros (Iran) parallèles et transversales à la chaîne sont décrites et examinées en fonction de leur caractère de linéament. Un linéament, jusqu'à présent inconnu (linéament de Shiraz-Busher), est présenté. Une comparaison des linéaments des monts Zagros avec ceux de l'Apennin septentrional (Italie) et des Alpes Dinariques (Yougoslavie) montre une ressemblance entre les dessins des linéaments pour ces trois chaînes orogéniques.

Dans le sens des modèles de tectonique à plaques les linéaments parallèles aux chaînes orogéniques sont des unités eugéosynclinales associées à des chevauchements et des failles inverses, représentant les zones de subductions, tandis que les linéaments transversaux correspondant aux "transform faults" en relation avec les rides médianes océaniques.

Les caractéristiques suivants sont valables pour tous les linéaments examinés: les linéaments sont des systèmes de cassures profonds, qui dans le stade synsédimentaire font office de limites de faciès et dans le stade postsédimentaire correspondent à des failles transversales. Les linéaments provoquent une segmentation du sous-sol en segments avec des développements tectoniques, magmatiques et de faciès différents.

VORWORT

Gegenstand dieser Arbeit ist zunächst die Darstellung der wichtigsten bekannten Großstörungszonen des Zagros-Gebirges im Iran und ihrer Bedeutung als Lineament-Strukturen innerhalb der geodynamischen Entwicklung dieses Orogens. Darüber hinaus soll der Versuch unternommen werden, durch einen Vergleich mit den Lineamentmustern anderer Orogene, nämlich des Nordapennins in Italien und der Dinariden in Jugoslawien, einige wichtige Charakteristika von Lineament-Strukturen herauszuarbeiten, um zum Verständnis des Mechanismus von Lineamenten und ihrer generellen Funktion innerhalb der Geosynklinalentwicklung von Orogenen beizutragen.

Die vorliegende Arbeit basiert auf Geländeuntersuchungen im Zagros-Gebirge (HEMMER 1977) und in Nordapennin (HEMMER 1971, 1974, GROSCURTH & HEMMER 1973) sowie auf Literaturkompilationen über beide Orogene. Obwohl Verf. die Dinariden nicht aus eigener Anschauung kennt, erscheint es dennoch sinnvoll, aus der Literatur bekannte wichtige Merkmale einiger Lineamente der Dinariden zum Vergleich mit heranzuziehen.

Die Geländetätigkeit im Nordapennin wurde von der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT finanziell gefördert. Geländearbeiten im Zagros-Gebirge erfolgten im Rahmen des von der Universität Shiraz geförderten Projektes "Geosynclinal History of the Zagros Ranges" konnten aber nicht abgeschlossen werden. Herrn Oushana (Univ. Shiraz) und Frau Blickhahn (TH Darmstadt) sei für technische Unterstützung gedankt.

1. DEFINITION DES BEGRIFFS "LINEAMENT"

Der Begriff "Lineament" wurde zum erstenmal von HOBBS 1904 ohne genetische Wertung für lineare Oberflächenstrukturen verwendet. Seitdem erfuhr der Begriff des Lineaments mannigfaltige Wandlungen, wie von MOHR & PILGER 1969 zusammengestellt. 1976 erscheint eine sehr allgemein gehaltene Neudefinition des Begriffs Lineament (O'LEARY, FRIEDMAN & POHN, p. 1467: "A lineament ... is a linear feature of the surface ... and presumably reflects a subsurface phenomenon").

Demgegenüber erscheint eine moderne genetische Definition des Lineament-Begriffs spezielle Charakteristika zu erfordern, die eine klare Unterscheidung von anderen linearen Strukturen, etwa bloßen Störungen, ermöglichen. Der vorliegenden Arbeit soll die folgende Definition zugrunde gelegt werden:

Ein Lineament ist eine regionale Störungszone von großer Länge und Tiefe, die während längerer geologischer Zeitspannen aktiv war bzw. wiederholt aktiviert wurde und dadurch die geodynamische Entwicklung ihrer Umgebung maßgeblich mitgestaltet hat.

Dabei kann ein Lineament durch eine Reihe von Merkmalen charakterisiert sein bzw. erkannt werden. Insbesondere durch ein Lineament hervorgerufene Faziesvariationen nehmen eine prominente Stellung ein, weil sie am klarsten die intime Vergesellschaftung von geosynklinaler Sedimentation und Tektonik veranschaulichen.

Weitere Kennzeichen, wie morphologischer und tektonischer Oberflächenausdruck, geophysikalische Merkmale (Seismizität, Schwere) und Chemismus angrenzender Krustensegmente können zur Erkennung eines Lineamentes entscheidend beitragen.

Im Folgenden soll versucht werden, Großstörungen der zum Vergleich ausgewählten Gebirgssysteme hinsichtlich ihres Lineamentcharakters und ihrer Funktion innerhalb des jeweiligen Orogens zu untersuchen.

2. LINEAMENTE DES ZAGROS-GEBIRGES (IRAN)

2.1 Regionalgeologischer Überblick

Die regionale Geologie des Zagros-Gebirges ist in den letzten 15 Jahren mehrfach behandelt worden (JAMES & WYND 1965, STÜCKLIN 1968a, FÜRST 1970, FALCON 1974 u.a.) und soll deshalb nur insoweit skizziert werden, als für das Verständnis der Lineamenttektonik unbedingt erforderlich scheint.

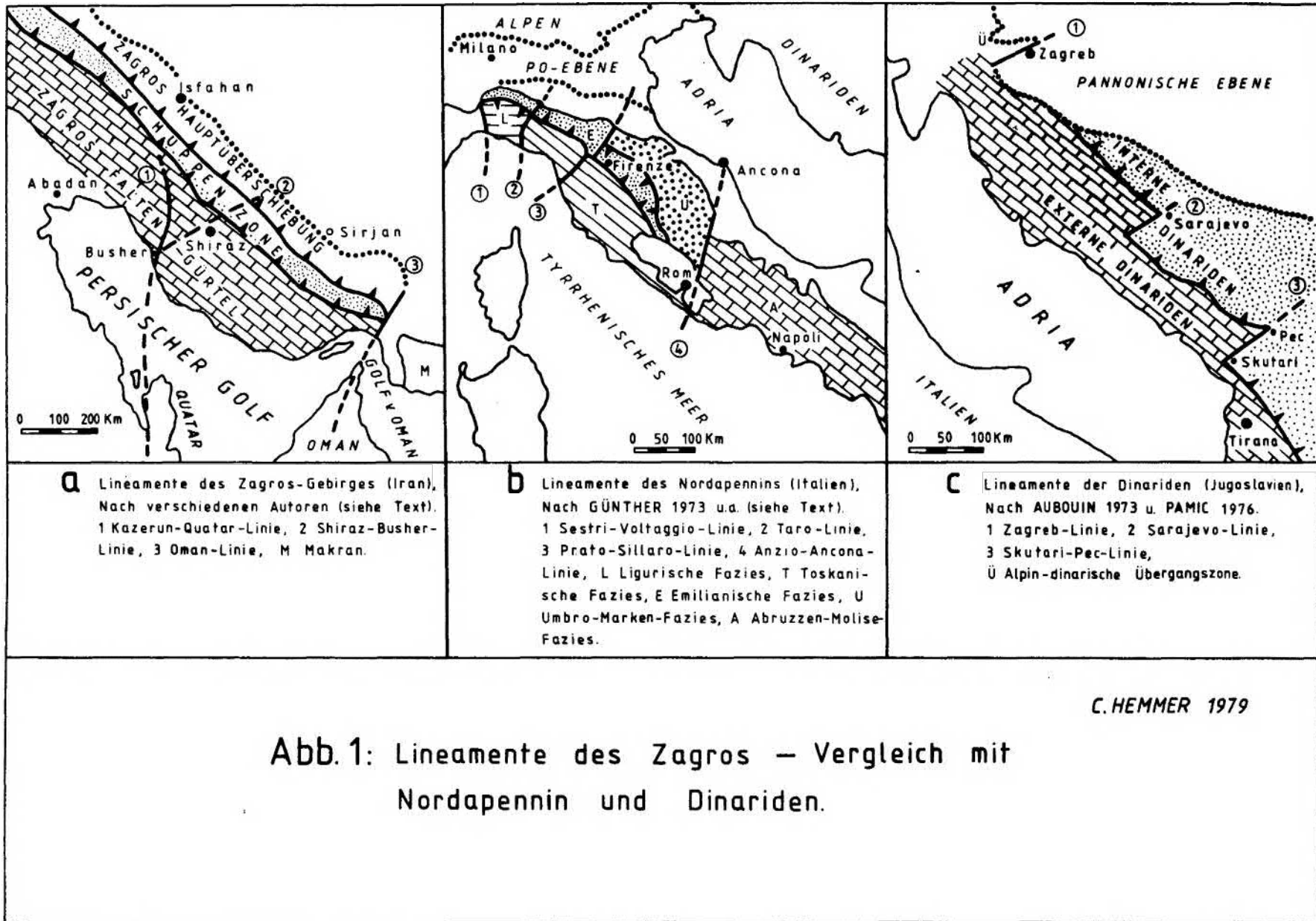
Das Zagros-Gebirge kann senkrecht zum Streichen von SW nach NE in drei fazielle und tektonische Einheiten gegliedert werden (Abb. 1a):

1. Der externe Zagros-Faltengürtel ist charakterisiert durch eine mächtige, vom Präkambrium bis ins Quartär reichende Schichtfolge. Sie geht nach SW in die Schichtfolge der kaum gefalteten Vorsenke über, die dem als Vorland fungierenden Kristallin der Arabischen Tafel flach aufliegt. Im Perm, Mesozoikum und Känozoikum herrscht eine Karbonatplattform-Sedimentation vor. Das wohl prominenteste Schichtglied dieser Karbonatplattform ist der oligo/miozäne Asmarikalk als Ölträger sowie die darüberfolgende Fars-Gruppe. An dem intensiven Faltenbau der Zagros-Außenzone ist der Salzdiapirismus der präkambrischen Hormuz-Formation maßgeblich mitbeteiligt (THRUSHEIM 1974).
2. Die interne Schuppenzone ist in einem relativ engen Geländestreifen auf die externe Karbonatplattform von NE her überschoben. Sie beinhaltet als charakteristische Gesteinsfolge eine eugeosynklinale, verschuppte Assoziation aus Radiolariten, Karbonaten und Ophiolithen, die bisher als triassisch bis kretazisch galt (RICOU 1968), nach neueren Datierungen (mündl. Mitt. STÜCKLIN, vgl. RICOU 1976) wohl aber überwiegend in den Bereich Tithon/Neokom zu stellen ist. Typisch in dieser Zone sind außerdem oberkretazische Flysche.
3. Die Sanandaj-Sirjan-Zone als nordöstlichste (morphologische) Einheit des Zagros-Gebirge enthält hauptsächlich Metamorphite, deren Alter vom Paläozoikum bis in die Oberkreide reichen (ADIB 1978) sowie paläozoische Sedimente. Sie ist entlang der Zagros-Hauptüberschiebung nach SW auf die Schuppenzone aufgeschoben.

Im Zusammenhang mit der Lineamenttektonik sind Faziesvariationen im Streichen des Zagros-Faltengürtels von Bedeutung: Im östlichen Abschnitt des Zagros-Faltengürtels, zwischen Kazerun-Quatar-Linie und Oman-Linie (Abb. 1a, vgl. Kap. 2), hebt sich vom Jura ab die Fars-Schwelle (FÜRST 1970) heraus mit neritischer Entwicklung und Diskordanzen. Demgegenüber findet in westlichen Zagros-Trog und im östlichen Dubai-Bandar-e-Abbas-Trog (Abb. 2a) eine kontinuierliche marine Entwicklung statt. Die Entwicklung der Fars-Schwelle deutet sich aus bereits im Paläozoikum an durch das Fehlen von Devon/Karbon und Permokarbon sowie durch Anhydrite in der Trias.

2.2 Streichende lineare Strukturelemente

Die Zagros-Schuppenzone mit ihren internen Verschuppungen, Überschiebungen auf die Karbonatplattform und der nördlich angrenzenden Zagros-Hauptüberschiebung stellt ein streichendes regionaltektonisches Element dar, das zumindest bis an die Jura/Kreide-Grenze zurückverfolgt werden kann. Dies geht hervor aus dem wahrscheinlichen Tithon/Neokom-Alter der Radiolarit-Karbonat-Ophiolith-Assoziation. Faziesbeziehungen zwischen dieser eugeosynklinalen Einheit und den angrenzenden Karbonatplattform-Sedimenten sind insofern anzunehmen, als unmittelbar südlich der Schuppenzone Radiolarite in Plattformkarbonate eingeschaltet sind (ADIB et al. 1977). STÜCKLIN 1977 nimmt aufgrund von turbiditischen Kalken in tektonisch tieferen Schuppen der Eugeosynklinalfazies einen Übergang von Sedimenten des Kontinentalabhanges in diejenigen des ozeanischen Troges an. Dementsprechend kann eine primäre Nachbarschaft beider Faziesbereiche angenommen werden (Vgl. STÜCKLIN 1968a, 1974). Als Faziesgrenze, wie von GÜRLER & REUTTER 1964 für den Nordapennin postuliert, könnte eine Zone von tiefrei-



chenden Dehnungsbrüchen mit vorwiegend vertikalem Bewegungssinn fungiert haben, die auch dem Ophiolithvulkanismus als Aufstiegsweg diente.

STÜCKLIN 1974 erwähnt Verzweigungen der Ophiolithe aus der Schuppenzone in die nordöstliche Sanadaj-Sirjan-Zone hinein. Demzufolge wären auch Schuppenzone und Sanadaj-Sirjan-Zone primär benachbart gewesen.

Nach FALCON 1967 ist die Zagros-Hauptüberschiebung als Lineament bis in das Präkambrium zurückzuverfolgen, da neben der Oman-Linie im SE auch die Zagros-Hauptüberschiebung im NE das (prä)kambrische Salzbecken begrenzt (Kap. 2.3.1). Nördlich der Hauptüberschiebung ist das Salinar lateral durch Dolomite und rote Tone vertreten. Einheitlich über beiden Fazies erfolgt dann im Kambrium eine kontinentale Sandsteinsedimentation. Hierin ist ein Widerspruch zu modernen Plattentektonik-Hypothesen zu sehen (vgl. MEYERHOFF & MEYERHOFF 1972, 1974, KASHFI 1976, vgl. Kap. 5), denen zufolge die genannten Areale durch größere Transportweiten voneinander entfernt gewesen müßten.

Nach NOWROOZI 1976 trennt die Hauptüberschiebung zwei Provinzen mit unterschiedlicher Seismizität voneinander: Im S den seismisch hochaktiven Falteingürtel und im N das wenig aktive Sirjan-Gebiet. Die Zagros-Hauptüberschiebung selbst ist zumindest in ihrem östlichen Teil seismisch ruhig.

Zusammenfassend läßt sich annehmen, daß der Bereich der Schuppenzone inklusive Hauptüberschiebung ein Lineament im Sinne der vorgegebenen Definition darstellt mit tiefreichenden dilatalen Brüchen an der Jura/Kreide-Grenze und späteren neogenen Auf- und Überschiebungen, das evtl. bereits im Präkambrium vorgeprägt wurde.

2.3 Transversale Großstörungen

Der östliche Teil des Zagros-Falteingürtel wird von zwei transversalen Großstörungen begrenzt (Abb. 1a), die in der Literatur wiederholt genannt worden sind: die Oman-Linie im E (GANSSE 1955, FALCON 1967, 1969, STÜCKLIN 1968b, HAYNES & MCQUILLAN 1974) und die Kazerun-Quatar-Linie im W (FALCON 1969, HAYNES & MCQUILLAN 1974). Zwei weitere Großstörungen im westlichen Teil des Zagros-Gebirges, die Izeh-Störung und die Khanaquin-Störung, werden von RICOU 1978 mit transversalen Strukturen der Dinaro-Helleniden verglichen, können hier aber nicht behandelt werden.

Geologische Oberflächenmerkmale und die Verteilung seismischer Herde bzw. der seismischen Intensitäten im östlichen Teil des Zagros-Falteingürtels lassen dort weitere Großstörungen vermuten. Für den Bereich östlich der Kazerun-Quatar-Linie wurde die Existenz einer derartigen Linie postuliert, das Shiraz-Busher-Lineament (HEMMER 1977).

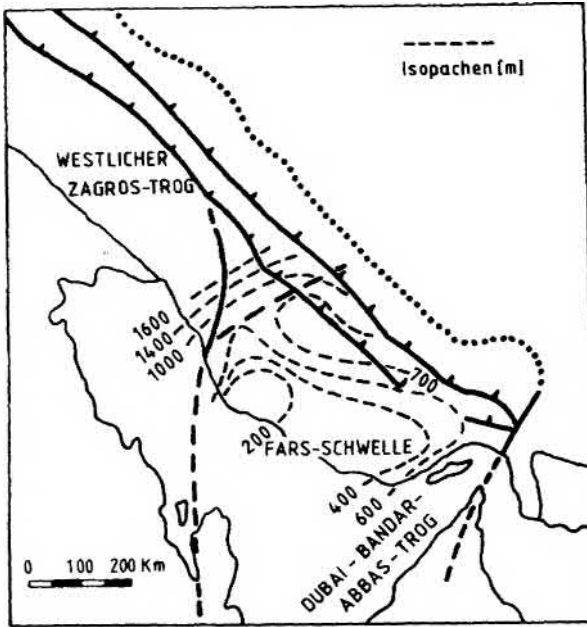
2.3.1 Die Oman-Linie

GANSSE 1955 wählte diese Bezeichnung wegen der Obereinstimmung der Richtung dieser Linie mit derjenigen der Halbinsel Oman. Verschiedene Autoren nehmen eine Fortsetzung der Linie nach N und S an: FALCON 1967 hält eine Fortsetzung der Linie durch die Oman-Halbinsel hindurch in den Murray-Ridge und das Pakistanische Chaman-Störungssystem für logisch. FURON 1941 parallelisierte die Oman-Linie auch mit dem Ural (vgl. AMURSKY 1977 "Ural-Oman-Lineament").

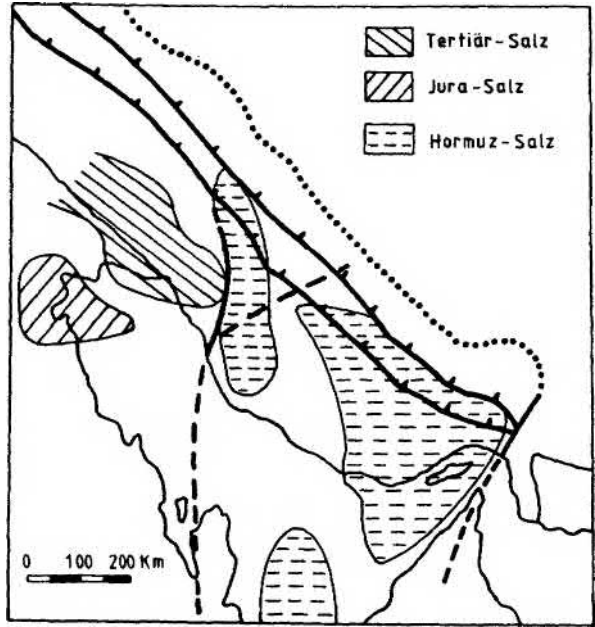
Die Oman-Linie trennt die Karbonatplattform des Zagros-Falteingürtels im W von mesozoischen "coloured mélange" und mächtigen tertiären Flyschen des Makran im E. Tektonisch drückt sich die Oman-Linie aus durch ein Umbiegen der Sattelstrukturen des Zagros aus der NW-SE- in die SW-NE-Richtung. Die Linie selbst besteht aus einer Vergesellschaftung von steil nach E fallenden Aufschiebungen pliozänen Alters (FALCON 1967). HARRISON (in FALCON 1967, p. 39) nimmt eine 120 km weite (dextrale) Seitenverschiebung an.

Rezente seismische Tätigkeit zeigt, daß die Linie noch aktiv ist (FALCON 1969, NOWROOZI 1971, BERBERIAN 1976). Seismische Herde geringer und mittlerer Tiefen treten im Zagros-Falteingürtel entlang der Oman-Linie gehäuft auf, während der Makran seismisch relativ ruhig ist.

Mit großer Wahrscheinlichkeit läßt sich die Oman-Linie zeitlich in das Mesozoikum zurückverfolgen, was aus Isopachenkarten des Zagros (FORST 1970, 1976) hervorgeht. Demzufolge präsentiert sich die Oman-Linie in Kreide und Tertiär als Grenzbereich der Fars-Schwelle und des Dubai - Bandar-e-Abbas - Troges (Abb. 2a). Nach FALCON 1967 wurde die Oman-Linie als Lineament bereits im Präkambrium angelegt, da sie das (prä)kambrische Salzbecken (Hormus-Salz) im E begrenzt (Abb. 2b). Dies drückt sich an der Oberfläche durch einen starken



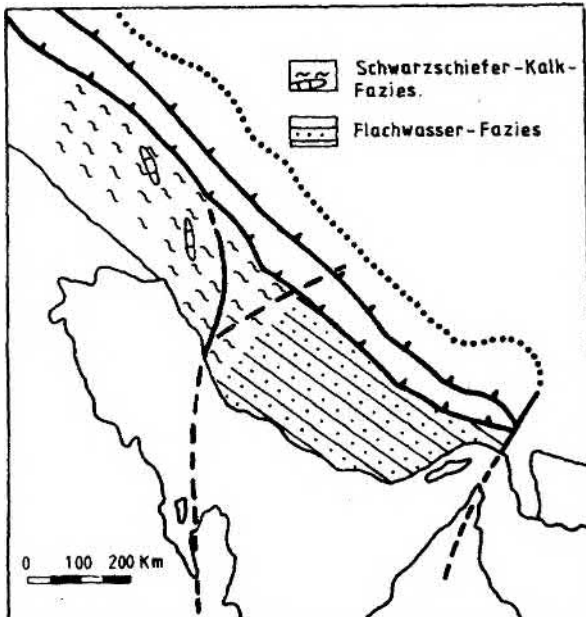
2a: Lineament-Muster und kumulative Mächtigkeiten der Oberkreide. Isopachen nach FÜRST 1970, 1976



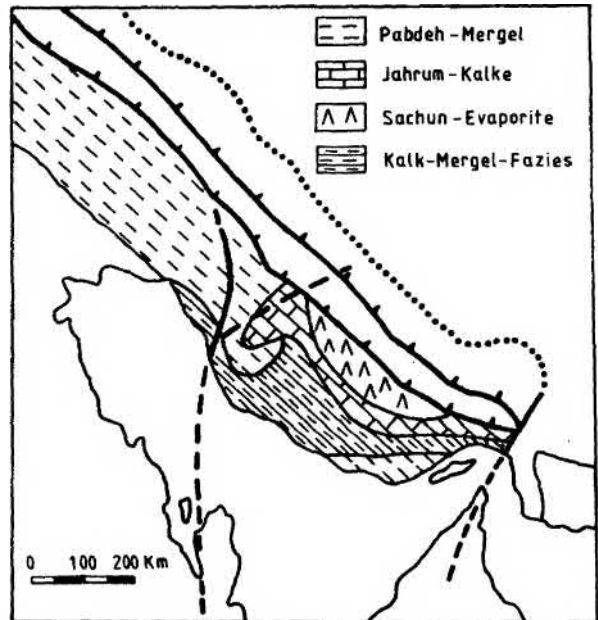
2b: Lineament-Tektonik und Salz-Verteilung. Verbreitung der Salze nach STÖCKLIN 1968 b.

Abb.2: Lineamentmuster und Faziesverteilung im Zagros.

C. HEMMER 1979



2c: Die Shiraz-Busher-Linie als Faziesgrenze innerhalb der Kazhdumi-Formation (Alb-Cenoman). Faziesverteilung nach JAMES + WYND 1965.



2d: Shiraz-Busher-Linie als Fazies-Grenze im Alttertiär. Faziesverteilung nach JAMES+WYND 1965

Diapirismus des Hormuz-Salzes in der gesamten Fars-Provinz zwischen Oman-Linie und Kazerun-Quatar-Linie aus, während ein entsprechender Diapirismus östlich und westlich dieses Bereiches fehlt. Am Südrand des Makran treten stattdessen junge Schlammvulkane auf.

Bezüglich der präkambrischen Anlage muß wiederum die Einschränkung gemacht werden (vgl. Kap. 5), daß im Sinne von Plattentektonik-Modellen in der nördlichen Fortsetzung der Oman-Linie die Grenze zwischen Persischer Platte und Lut-Platte angenommen wird (NOWROOZI 1972) und Faziesvergleiche über eine etwaige Plattengrenze hinweg fragwürdig wären.

Wie für die Zagros-Hauptüberschiebung läßt sich auch für die Oman-Linie ein Lineamentcharakter annehmen mit tiefreichenden vertikalen Bewegungen im Mesozoikum, horizontalen Verschiebungen im Pliozän und eventueller Vorprägung im Präkambrium.

2.3.2 Die Kazerun-Quatar-Linie

Nach STÜCKLIN 1968 ist diese Linie im Präkambrium ein Hochgebiet gewesen, das das Hormuz-Salzbecken im W begrenzte (Abb. 2b). Entsprechend sind westlich dieser Linie keine Hormuz-Salzdome mehr anzutreffen. Aus plattentektonischer Sicht ist einer präkambrischen Vorprägung der Kazerun-Quatar-Linie nichts entgegenzusetzen, da für diese Linie meines Wissens bisher keine Plattengrenze postuliert wurde.

Mit Bezug auf die regionale Verteilung von Salzbecken im Zagros-Gebirge ist die Kazerun-Quatar-Linie auch im Mesozoikum und Känozoikum nachzuweisen: Jurassische und miozäne Salze treten nur im westlichen Zagros auf (Abb. 2b), wobei die Verteilung der Jura-Salze aber auch in Beziehung zur Shiraz-Busher-Linie stehen könnte (vgl. 2.3.3).

Die Kazerun-Quatar-Linie ist an der Oberfläche markant ausgeprägt dadurch, daß die Achsenrampe der östlichen Fars-Provinz hier einschiebt (STÜCKLIN 1968b). FALCON 1974 beschreibt die Linie als eine Vergesellschaftung von steilstehenden Störungen mit insgesamt dextralem Bewegungsmechanismus, den er durch entsprechende Krustenverschiebungen in der Tiefe erklärt. Die frühesten Bewegungen nimmt er in der Unterkreide an aufgrund einer südöstlich der Linie auftretenden kondensierten unterkretazischen Sedimentabfolge.

Die Verteilung seismischer Herde läßt rezente tektonische Aktivitäten der Linie erkennen: Seismische Herde von zumeist geringen Tiefen (bis 33 km, BERBERIAN 1976) sind entlang der Linie perlchnurartig aufgereiht. NOWROOZI 1976 nimmt den Bereich der Linie als Grenze zwischen verschiedenen seismotektonischen Provinzen an, der Fars-Provinz im E und dem westlichen Zagros-Faltengürtel.

Zudem liegen auf der Kazerun-Quatar-Linie südlich Kazerun zwei Salzdomen.

Durch ihre Charakteristika paßt sich die Kazerun-Quatar-Linie in das generelle Lineamentmuster des Zagros ein: Wiederum liegt ein wahrscheinlich präkambrisch vorgeprägtes tiefreichendes Lineament mit vertikalen Bewegungen im Mesozoikum und neogenen horizontalen Verschiebungen vor. Bemerkenswert an der Kazerun-Quatar-Linie ist ihre nicht transversale sondern diagonale Richtung in Bezug auf das Gebirgsstreichen (s. hierzu Kap. 5).

2.3.3 Die Shiraz-Busher-Linie

Die Shiraz-Busher-Linie ist aus der älteren Literatur nicht bekannt und wurde zum erstenmal postuliert von HEMMER 1977 aufgrund von Literaturkompilationen und Geländebegehungen. Sie nimmt einen breiten NE-streichenden transversalen Geländestreifen zwischen Shiraz und Busher ein und bildet mit der Kazerun-Quatar-Linie einen Winkel von 45° . Da detaillierte Untersuchungen nicht abgeschlossen werden konnten, ist der genaue Verlauf der Linie nicht bekannt. Möglicherweise handelt es sich auch um zwei parallele Linien.

Im Kartenbild fällt die Linie auf durch abtauchende Sättel, aushebende alluvionale Becken sowie durch das Abreißen streichender Störungen und Aufschiebungen. Weiterhin liegt im Bereich der Linie südwestlich Shiraz eine Gräbenstruktur von ca. 20 km Länge und 5 km Breite: Der Dasht-e-Arzhan-Graben mit vertikalen Grabenflanken im Asmari-Kalk und einem zentralen Absenkungsbetrag von wenigstens einigen hundert Metern. MOJAB 1977 erklärte seine Entstehung salztektonisch.

Seismisch zeichnet sich die Shiraz-Busher-Linie als ein breiter Geländestreifen verringerter Aktivität aus: Lediglich im NE-Abschnitt der Linie, im Gebiet Dasht-e-Arzhan und Shiraz, sind einige seismische Herde im Streichen der Linie angeordnet. Hierzu sei erwähnt, daß die Zagros-Hauptüberschiebung in ihrem östlichen

Abschnitt ebenfalls seismisch inaktiv ist (Kap. 2.2).

Unmittelbar nordwestlich und südöstlich der Shiraz-Busher-Linie treten seismische Herde gehäuft auf, und zwar im SE überwiegend Herde geringerer Tiefen (0-33 km, BERBERIAN 1976, 0-50 km, NOWROOZI 1976), im NW dagegen auch Herde größerer Tiefen (34-59 km bzw. 50-100 km). Westlich Kazerun sind Herde dieser größeren Tiefen linear und parallel zur Shiraz-Busher-Linie, d.h., entlang einer NE-streichende Linie, angeordnet (BERBERIAN 1976).

Die Tiefenverteilung der seismischen Herde ebenso wie die Verteilung der seismischen Intensitäten (MOHAJER-ASHJAI & NOWROOZI 1977) läßt ein Abtauchen des Untergrundes nach NW entlang einer Flexur oder einem dilatalen Bruchsystem im Bereich der Shiraz-Busher-Linie vermuten. Eine derartige Annahme läßt sich in Einklang bringen mit der faziellen Entwicklung dieses Gebietes während des Mesozoikums und des Paläogens: Die Isopachenkarten von FORST 1970 und 1976 (Abb. 2a) zeigen eine Kongruenz des Grenzbereiches der Fars-Schwelle und des westlichen Zagros-Troges mit der Shiraz-Busher-Linie. Da die Fars-Schwelle sich bereits im Paläozoikum andeutet (vgl. Kap. 2.1), könnte die Shiraz-Busher-Linie als Lineament bis in diesen Zeitraum zurückverfolgt werden.

Im Mesozoikum und Tertiär lassen sich folgende Faziesvariationen im Bereich der Shiraz-Busher-Linie beobachten:

1. Die Kashdumi-Formation (Alb-Cenoman, Abb. 2c) ist westlich der Linie als Schwarzschiefer-Kalkstein-Fazies tieferen Wassers ausgebildet, während sie im E geringermächtig und diskordant als Flachwasserfazies mit Sandstein- und Laterithorizonten vorliegt (JAMES & WYND 1965, Abb. 20, vgl. FORST 1976).
2. Im Paläozän-Eozän ist im W die Pabdeh-Formation (Mergel) entwickelt, während sie östliche der Linie ersetzt wird durch die Sachun-Formation (Evaporite) und eine gemischte Jahrum-Pabdeh-Abfolge mit Mergeln und Flachwasserkalken (Abb. 2d, vgl. JAMES & WYND 1965, Abb. 61).
3. Die Salze der miozänen unteren Fars-Gruppe sind auf den westlichen Zagros-Faltengürtel beschränkt, während im E stattdessen Gipse und rote Tone auftreten (STÜCKLIN 1968, Abb. 5). Hierzu muß die Einschränkung gemacht werden, daß die Verbreitung sowohl der miozänen als auch der jurassischen Salze auch mit der Kazerun-Quatar-Linie in Zusammenhang gebracht werden könnte.

Die zuvor beschriebenen Beobachtungen weisen die Shiraz-Busher-Linie als ein Lineament im Sinne der Definition (Kap. 1) aus, das zwei Krustensegmente von unterschiedlicher fazieller und tektonischer Entwicklung trennt. Jedoch ergeben sich Unterschiede zu den übrigen Lineamenten des Zagros-Gebirges: Es gibt keinen Hinweis für eine präkambrische Anlage des Shiraz-Busher-Lineaments. Auch ist dieses Lineament an der Oberfläche nicht als durchgehende Störungszone ausgebildet, und zudem sind junge Horizontalverschiebungen nicht bekannt. Dies mag damit erklärt werden, daß das Shiraz-Busher-Lineament aufgrund seines geringeren Alters sich noch im Stadium der dilatalen Vertikalbewegungen befindet und das "Reife-Stadium" der Horizontalverschiebungen folglich noch nicht erreicht wurde.

3. LINEAMENTE DES NORDAPENNINS (ITALIEN)

3.1 Regionalgeologischer Überblick

Die Geosynklinale des Nordapennins beinhaltet verschiedene Faziesareale der folgenden räumlichen Anordnung (Abb. 1b): Der Eugeosynklinaltrog nahm den südwestlichen Teil der Geosynklinale ein und wird repräsentiert durch die Gesteine der Ligurischen Fazies.

Charakteristisch für diese Fazies ist eine Assoziation aus Ophiolithen, Radiolariten und schwarzen Schiefern mit Kalklagen (Argille Scagliose) des Zeitraums Jura/Kreide, die häufig Olisthostrome bildet. M. RICHTER 1963 prägte für diese inkompetenten Olisthostromserien den Begriff "Diapirtektonik", womit ein etwa dem Salzdiapirismus des Zagros ähnlicher Mechanismus bezeichnet wird.

Die Wurzelzone der eugeosynklinalen Serien, die später nach NE über die miogeosynklinalen Einheiten überschoben wurden, wird z.T. in der Thyrrhenischen See und z.T. auf dem italienischen Festland vermutet (GÜNTHER 1973).

Die nordöstlich der Eugeosynklinale angeordnete Miogeosynklinale wird von zwei Faziesarealen repräsentiert, der Toskanischen Fazies und der Umbro-Marken-Fazies, die durch mächtige Grauwackenflysche des Oligo-

zäns und Miozäns charakterisiert sind.

Zwischen dem Toskanischen und dem Umbro-Markischen Faziesgebiet befindet sich ein viertes Faziesareal, das als Emilianische Fazies bezeichnet wurde (REUTTER & SAMES 1964) und sowohl eugeosynklinale als auch mio-geosynklinale Anteile enthält (Ophiolith-Radiolarit/Argille Scagliose und Grauwackenflysche). Die tektonische Stellung dieses Faziesgebietes ist umstritten: Die Mehrheit der Autoren nimmt eine Einwurzelung südwestlich der Miogeosynklinale an, während REUTTER & SAMES 1964 und REUTTER 1968 einen speziellen Sedimentationstrog mit z.T., eugeosynklinalem Charakter im heutigen Verbreitungsgebiet dieser Fazies postulierten.

Die Grenzen der verschiedenen Faziesgebiete liegen heute als Störungs- oder Überschiebungszonen vor. Als primäre Faziesgrenzen wurden tiefreichende dilatale Brüche angenommen, die zugleich Aufstiegswege für den Ophiolithvulkanismus waren (GÖRLER & REUTTER 1964).

3.2 Streichende lineare Strukturen

Die streichenden linearen Strukturen des Nordapennins sind zumeist Ober- bzw. Unterschiebungen, die die verschiedenen faziell-tektonischen Einheiten begrenzen. Das trifft insbesondere für die Gesteine der Emilianischen Fazies zu, die im NE die Umbro-Markiden überschieben und entlang ihrer SW-Grenze entweder von den Toskaniden unterschoben oder, weiter nordwestlich, von Ligurischen Komplexen überschoben werden (Abb. 1b). Außerdem liegen innerhalb der Emilianiden noch Verschuppungen und Überschiebungen der verschiedenen faziellen Untereinheiten vor.

Ungeachtet des Problems ihrer Einwurzelung nehmen die Emilianiden des Nordapennins eine ähnliche tektonische Stellung ein wie die eugeosynklinale Schuppenzone des Zagros: Letztere hat, tektonisch eingeklemmt zwischen der Karbonatplattform des Zagros-Faltengürtels und der überschiebenden Sanandaj-Sirjan-Zone (Kap. 2), eine erhebliche Krustenverkürzung erfahren (evtl. durch Subduktion, vgl. Kap. 5). Entsprechend sind die Emilianiden tektonisch zwischen Toskaniden und Umbro-Markiden eingeklemmt. Eine größere Krustenverkürzung in diesem Raum würde dann vorliegen, wenn man mit GIESE et al. 1970 und GÖNTHER 1973 eine Unterschiebung der Südalpen-Poebenen-Masse (incl. Umbro-Markiden) unter den Nordapennin annimmt (vgl. Kap. 5). Als geophysikalischer Hinweis hierfür mag die Position des Schwereminimums der Poebene unter dem Rand des Nordapennins gelten (GÖNTHER 1973).

Den Emilianiden einen Lineament-Charakter zuzuschreiben wie der Zagros-Schuppenzone (Kap. 2.2) bereitet Schwierigkeiten, die in der nach wie vor ungelösten Frage ihrer Einwurzelung begründet sind: Befinden sich die Emilianiden in ihrem Wurzelgebiet, so würden ihre heutigen äußeren und internen Grenzen (Überschiebungen) ehemaligen Faziesgrenzen entsprechen, die sich an die Jura/Kreide-Grenze zurückverfolgen ließen und damit Lineament-Charakter hätten.

Wenn die Emilianiden aber viel weiter südwestlich einzuwurzeln, d.h., allochthon wären, würde ein derartiger Lineament-Charakter entfallen zugunsten bloßer tertiärer Dislokationen.

3.3 Transversale Großstörungen

Der Nordapennin läßt sich in drei Segmente mit unterschiedlicher fazieller und tektonischer Entwicklung gliedern (GÖNTHER 1973). Diese Segmente werden von vier großen transversalen Störungszonen begrenzt (Abb. 1b). Obwohl nur eine dieser Großstörungen detailliert bearbeitet wurde, nämlich die Prato-Sillaro-Linie (HEMMER 1971, 1974, GROSCURTH & HEMMER 1973), scheint der Lineament-Charakter aller diese Linien deutlich.

1. Die Sestri-Voltaggio-Linie ist die Grenze zwischen Westalpen und dem Ligurischen Segment des Nordapennins. Ihr Hauptmerkmal sind große Massen oberjurassischer Ophiolithe, die transversal zum Gebirgstreichen die Gesteinseinheiten der Westalpen und des Nordapennins voneinander trennen. Die Sestri-Voltaggio-Linie wurde von SCHOLLE 1970 als transform fault gedeutet (vgl. Kap. 5).
2. Die Taro-Linie: An dieser Linie enden die Gesteinseinheiten der Toskanischen Fazies des mittleren Apennin-Segments durch Abtauchen oder Auskeilen. Parallel der Taro-Linie sind die Ligurischen Einheiten des westlichen Apennin-Segments weit nach NE geglitten und überschieben dort die Emilianiden (REUTTER 1968).
3. Die Prato-Sillaro-Linie (BORTOLOTTI 1966, HEMMER 1971, 1974, GROSCURTH & HEMMER 1973) ist als breiter Geländestreifen erkennbar, der durch Olisthostromserien und große Ophiolith/Radiolarit-Härtlinge gekenn-

zeichnet ist und entlang dem allochthone Komplexe von mehreren hundert km^2 Größe und ca. 1000 m Mächtigkeit aufgereiht sind.

Geophysikalische Daten zeigen die Anlage dieser Linie auch im Grundgebirge: MALARODA & RAIMONDI 1957 setzen seismische Herde zu dieser Linie in Beziehung. Die Schwereverteilung läßt ein Abtauchen der Kruste nach NW vermuten und zeigt im Bereich der Linie ein deutliches Umbiegen der Isanomalen (HEMMER 1971, Abb. 13).

Diese Beobachtung stimmt mit der Faziesentwicklung zu beiden Seiten der Prato-Sillaro-Linie überein. Insbesondere im Oligo/Miozän wurden Fazieswechsel erkannt (GROSCURTH & HEMMER 1973), jedoch lassen sich Faziesdifferenzierungen bereits im Jura nachweisen (BORTOLOTTI 1966). Während die Linie im synsedimentären Stadium als Störungszone mit vertikalem Bewegungssinn fungierte, finden später postsedimentäre (miozäne) Horizontalverschiebungen statt. BORTOLOTTI 1966 postuliert eine sinistrale Verschiebung von 60 km Weite.

Da die Prato-Sillaro-Linie insgesamt drei verschiedene Faziesgebiete quert und in jedem dieser Gebiete Faziesvariationen bewirkt, müssen die zugehörigen Sedimentationsgebiete entsprechend der heutigen Faziesverteilung primär benachbart gewesen sein. Im Falle von größeren Dislokationen, wie von Ultranaipisten und Platten-Theoretikern gefordert, würde dies bedeuten, daß die drei Faziesareale mitsamt der Lineamentstruktur (Prato-Sillaro-Linie) als einheitliche Platte transportiert worden wären (HEMMER 1974).

4. Die Anzio-Ancona-Linie (DALLAN-NARDI et al. 1971) begrenzt den Nordapennin gegen das südöstlich anschließende Abbruzzen-Molise-Gebiet. Sie wurde von DALLAN-NARDI et al. als junge Horizontalverschiebung gedeutet. Nach M. RICHTER 1975 ist die Linie auch seismisch aktiv. M. RICHTER beschreibt im mittleren Bereich der Linie die Rieti-Störung mit vertikalen Bewegungen und Faziesdifferenzierungen im mittleren Miozän. Demzufolge trennt die Rieti-Störung ein nordwestliches Gebiet mit Flyschsedimentation von einem südöstlichen Gebiet mit Molassesedimentation.

4. LINEAMENTE DER DINARIDEN (JUGOSLAWIEN)

Die Beziehungen zwischen geologischer Großgliederung und Lineamentmuster der Dinariden sind ähnlich denen in Zagros und Nordapennin und sollen deshalb zum Vergleich mit herangezogen werden, obwohl Verfasser die Dinariden nicht aus eigener Anschauung kennt. Hierzu bewiegt insbesondere eine weitere Erkennungsmöglichkeit für Lineamente, die in unterschiedlichen Ophiolith-Assoziationen der den Lineamenten benachbarten Krustensegmente der Dinariden (PAMIC 1976) zu erblicken ist.

Die nachfolgenden Ausführungen basieren weitgehend auf den Arbeiten von AUBOUIN 1973, 1975, AUBOUIN et al. 1970, PAMIC 1976 und ADIB et al. 1977. Der Verlauf der in Abb. 1c eingezeichneten transversen Lineamente (ca. rechtwinklig zum Streichen) ist dargestellt entsprechend PAMIC 1976 und resultiert aus ERTS-1 - Satellitenaufnahmen (OLUIC 1975 in PAMIC 1976).

Unter Vernachlässigung des sehr komplizierten faziellen und tektonischen Baues sowie unterschiedlicher Auffassungen über die Einwurzelung von Deckenkomplexen der Dinariden läßt sich folgende schematische Großgliederung geben (Abb. 1c).

Der externe südöstliche Bereich der Dinariden ist durch eine mächtige Karbonatplattform-Sedimentation des Zeitraums Trias bis Eozän gekennzeichnet und weist einen intensiven Faltenbau sowie interne Überschiebungen auf.

Nordöstlich dieses Bereiches folgen die eugeosynklinalen internen Einheiten der Dinariden, die vor allem durch jurassische Ophiolithe und Radiolarite charakterisiert und z.T. alpidisch metamorph sind. Sie sind nach SW auf die Karbonatplattform der externen Dinariden überschoben. Die Ophiolith-Decken werden im internsten Bereich der Eugeosynklinale, der Vardar-Zone, eingewurzelt (SIKOSEK & MEDWENITSCH 1965).

Auf die internen Zonen ist im NE als Hinterland das prä-alpidisch metamorphe Serbo-Mazedonische Kristallinmassiv aufgeschoben. Die tektonische Grenze von Vardar-Zone und Serbo-Mazedonischem Massiv gilt in Platten-tektonik-Modellen als reliktsche Subduktionszone (PAMIC 1976).

Wie für Zagros und Nordapennin ergibt sich auch in den Dinariden eine tektonisch eingeklemmte Position der stark verkürzten eugeosynklinalen Einheiten, bzw. deren Wurzelzonen, zwischen externer Plattform (Mioeugeosynklinale) und Hinterland (im Falle der nordapenninen Emilianiden: Vorland).

Desgleichen sind auch in den Dinariden transversale Großstörungen anzutreffen, die beschrieben wurden u.a. von BERNOULLI & LAUBSCHER 1972, AUBOUIN 1973, 1975 und PAMIC 1976. Weitere transversale Großstörungen wurden von AUBOUIN 1973 und 1975 auch in den Helleniden beschrieben.

Hier sollen drei transversale Störungszonen der Dinariden beschrieben werden, die PAMIC 1976 mit Hilfe des Chemismus unterschiedlicher Ophiolith-Assoziationen der angrenzenden Krustensegmente charakterisiert hat. Diesen Störungszonen ist gemeinsam, daß sie nur in den internen Dinariden (Ophiolith-Decke) zu finden sind und sich nicht in die (tektonisch unterlagernden) externen Dinariden fortsetzen (AUBOUIN 1975). Entlang diesen Störungen ist in dem jeweiligen südöstlich angrenzenden Segment die Ophiolith-Decke lateral weit (ca. 100 km) nach SW auf die externe Karbonatplattform vorgeglitten.

1. Die Zagreb-Störung begrenzt nach PAMIC 1976 die inneren Dinariden (Ophiolith-Decke) im NW gegen das Alpen-Dinariden-Übergangsgebiet, wobei eine Fortsetzung der Ophiolith-Decke nach NW unter die Pannonische Ebene angenommen wird (vgl. SIKOSEK & MEDWENITSCH 1965, LAUBSCHER 1971).

Die externen Dinariden hingegen setzen sich weiter nach NW fort (M. RICHTER 1962). LAUBSCHER 1971 nimmt nahe Zagreb im Grenzbereich von Südalpen und Dinariden eine dextrale Seitenverschiebung von großer Länge an, während BOCCALETTI & GUAZZONE 1975 als Alpen-Dinariden-Grenze eine sinistrale "Lubljana-Wien-transform fault" vermuten, die seit der Kreide aktiv war und im Tertiär die Pannonische Ebene im W begrenzte.

2. Die Sarajevo-Linie wird von AUBOUIN 1975 als ein ab O-Jura aktives Lineament angesehen, da bereits in der U-Kreide Faziesvariationen auftreten: Im Segment nordwestlich der Linie werden die Ophiolithe der internen Dinariden kontinuierlich von Sedimenten der U-Kreide überlagert, während im südöstlichen Segment über den Ophiolithen detritisches Alb/Cenoman transgrediert (vgl. AUBOUIN 1973). Die Verschiebungsbewegungen ordnet AUBOUIN in das Tertiär ein. Anschließend an die Dislokationen werden die unterschiedlichen tektonischen Einheiten im Bereich der transversalen Störungen noch quer zum Gebirgsstreichen gefaltet (s.u. "Flexur von Tropoja").

3. Die Scutari-Pec-Linie ist die konventionelle Grenze zwischen Dinariden und Helleniden. Sie ist dadurch gekennzeichnet, daß dort quer zum Streichen der nordwestliche Karst entlang einer großartigen Flexur (Flexur von Tropoja) unter die tektonisch auflagernde Ophiolith-Decke abtaucht (AUBOUIN 1973). Nach AUBOUIN 1975 prägen die Scutari-Pec-Linie wie die anderen Querstörungen alte Lineamente nach, die als transform faults fungiert haben können. Junge, aus der Störungszone stammende Schuttbildungen werden als Anzeichen für pliozäne bis quartäre Aktivitäten gewertet.

Nach BERNOULLI & LAUBSCHER 1972 war die Scutari-Pec-Linie bereits seit der Trias sedimentär vorgeprägt. Ein Vorrücken der Ophiolithfront entlang der Scutari-Pec-Linie als dextraler transform fault wird bereits in der Kreide angenommen, da das südöstliche Segment schon im Alb/Cenoman Ophiolithschutt (Pindos-Flysch) führt.

Damit sind die transversalen Großstörungen der Dinariden wie diejenigen des Zagros und des Nordapennins als Lineamente ausgewiesen mit Faziesdifferenzierungen (Vertikalbewegungen) im Geosynklinalstadium und späteren lateralen Dislokationen und weiteren jungen Aktivitäten. Dieser Lineament-Charakter wird durch PAMIC 1976 bestätigt, der im Bereich der transversalen Störungszonen kondensierte sedimentäre Gesteinsfolgen sowie rezente seismische Aktivitäten beschreibt.

PAMIC führt weiterhin aus, daß die Großstörungen während der gesamten Geosynklinalgeschichte nicht nur Segmente mit unterschiedlichen faziellen Entwicklungen voneinander trennten, sondern daß diese Segmente darüber hinaus sich auch in den Produkten ihrer magmatischen Aktivitäten voneinander unterscheiden. So sind die Segmente südöstlich der Sarajevo-Linie durch Harzburgite und Dunite gekennzeichnet, während in den nordwestlichen Segmenten Lherzolite vorherrschen. Entsprechende Unterschiede können auch innerhab der Segmente von intern (Vardar-Zone) nach extern (Zentrale Ophiolithzone) festgestellt werden (PAMIC 1976, Tab. 1). PAMIC schließt daraus auf unterschiedliche subkrustale Prozesse und hält die transversalen Störungszonen demzufolge für transform faults, die bis in den oberen Mantel hinabreichen.

Besonders hervorzuheben an diesen Beobachtungen ist nicht nur die Möglichkeit, transversale Störungszonen als Lineamente zugleich in das frühe Geosynklinalstadium und bis in große Tiefen verfolgen zu können, sondern auch den Chemismus der magmatischen Assoziationen angrenzender Segmente zur Erkennung von Lineamenten heranziehen zu können.

5. LINEAMENT-MUSTER VON ZAGROS, NORDAPENNIN UND DINARIDEN IM LICHT VON PLATTENTEKTONIK-MODELLEN

Für alle drei der hier verglichenen Orogene wurden in jüngster Zeit Plattentektonik-Modelle entwickelt unter Berücksichtigung paläomagnetischer Daten.

So wird für die Entwicklung des Zagros-Gebirges eine Subduktion der Arabischen Platte unter die Iranische Platte (Hinterland) verantwortlich gemacht (TAKIN 1972, NOWROOZI 1972, STÖCKLIN 1974, HAYNES & MCQUILLAN 1974, HALLAM 1976, FARHOUDI 1978, u.a.).

Im Nordapennin wird eine Subduktion der Poebenen-Südalpen-Masse (entspricht der Adria-Platte anderer Autoren) als Vorland unter den Gebirgskörper angenommen (GIESE et al. 1970, vgl. LAUBSCHER 1971, BOCCALETTI & GUAZZONE 1975, u.a.).

Entsprechend wird in den Dinariden die tektonische Grenze von internen Dinariden und Serbo-Mazedonischem Massiv (Hinterland) als Relikt einer Subduktionszone betrachtet (PAMIC 1976, vgl. LAUBSCHER 1971, LAUBSCHER & BERNOUILLI 1972, u.a.).

In allen drei Fällen wäre das Resultat eine starke tektonische Einengung von eugeosynklinalen Gesteinseinheiten - ungeachtet ihrer Einwurzelung - zwischen Externiden (Karbonatplattform bzw. Miogeosynklinale) und Hinterland (Zagros, Dinariden), bzw. Vorland (Nordapennin). Die eugeosynklinalen Einheiten würden demzufolge - wie de facto zu beobachten ist - relativ schmale, von Auf- und Überschiebungen begrenzte schmale Gebirgsstreifen einnehmen. Diesen käme insgesamt Lineament-Charakter zu, da sie einen ursprünglichen Eugeosynklinalraum, dessen primäre Faziesgrenzen und dessen Subduktion repräsentierten.

Für die Deutung transversaler Störungszonen im Sinne der "New Global Tectonics" ist die Vorstellung von Plattenrotationen bedeutsam. Derartige Rotationen wurden schon frühzeitig postuliert und jüngst aufgrund paläomagnetischer Messungen befürwortet. Der Nordapennin z.B. wäre demzufolge aus einer jurassischen N-S-Richtung entgegen dem Uhrzeigersinn in seine heutige NW-SE-Richtung rotiert (BOCCALETTI & GUAZZONE 1970). Macht man die Rotation rückgängig, so könnte man die transversalen Störungszonen als transform faults an den Mittelatlantischen Rücken anschließen (vgl. SCHOLLE 1970, GÖNTHER 1973).

Auch im Zagros wurden sowohl für die unterschiebende Arabische Platte als auch für die Iranische Platte sinistrale Rotationen postuliert. Eine derartige Interpretation ist im Falle des Zagros mit Schwierigkeiten verbunden: Es zeigt sich nämlich, daß mit Ausnahme der Kazerun-Quatar-Linie die transversalen Großstörungen keine großen Winkel mit der Owen-Fracture-Zone einschließen, die als transform fault den Carlsberg-Rücken im Indischen Ozean quert (vgl. NOWROOZI 1972). Ein Anschluß der transversalen Zagros-Störungen an den Carlsberg-Rücken würde daher größere Rotation ausschließen. Ursprünglich etwa von WELLMANN 1966 und FALCON 1969 postulierte Rotationen, die durch paläomagnetische Daten (KRUMSIEK 1976 und FÜRSTER 1976) wieder aktuell wurden, müßten vielleicht auf kleine Rotationswinkel beschränkt bleiben.

Interessant hinsichtlich größerer sinistraler Rotationen ist die Kazerun-Quatar-Linie: Sie schneidet den Zagros-Faltengürtel unter einem Winkel von ca. 45° und könnte daher um einen größeren Betrag sinistral rotiert sein, wofür auch ihr größeres Alter spricht, verglichen mit der transversalen Shiraz-Busher-Linie (Kap. 2.3.2).

Die transversalen Störungszonen der Dinariden, insbesondere die Sarajevo- und die Scutari-Pec-Linie, wurden wiederholt als transform faults (BERNOUILLI & LAUBSCHER 1972, AUBOUIN 1975, PAMIC 1976) gedeutet. Hinsichtlich einer eventuellen Rotation ist der Kazerun-Quatar-Linie des Zagros eine Störungszone der Dinariden vergleichbar, die bisher nicht genannt wurde, da sie auf die externen Dinariden beschränkt ist: Die Zrmanja-Störung (CHOROWICZ 1970) soll, AUBOUIN 1975 zufolge, aus einer ursprünglichen N-S-Richtung durch die sinistrale Rotation der Adria-Platte in ihre heutige NW-SE-Richtung rotiert sein.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die streichenden und transversalen Großstörungen der verglichenen Orogene sich mit Plattentektonik-Modellen erklären lassen. Zugleich sollen aber auch Kritiker der Platten-Hypothesen erwähnt werden: MEYERHOFF & MEYERHOFF 1972, 1974 und KASHFI 1976 führen Fazieskorrelationen über postulierte Faziesgrenzen hinweg ins Feld, mit denen Plattenbewegungen schwerlich in Einklang zu bringen sind (Kap. 2.2).

6. ERGEBNIS

Der Vergleich von Zagros, Nordapennin und Dinariden zeigt, daß alle drei Orogene ähnliche großgeologische Gliederungen und ähnliche Lineament-Muster aufweisen, wengleich im Detail hinsichtlich der geologischen Verhältnisse und der Lineament-Charakteristika große Unterschiede bestehen.

Den Gebirgssystemen ist eine durch streichende und transversale Lineamente hervorgerufene Segmentierung gemeinsam. Dabei erfährt jedes Segment eine eigene fazielle und tektonische Entwicklung. Im Falle der Dinariden konnten für die einzelnen Segmente spezifische magmatische Entwicklungstrends gezeigt werden, die auch die subkrustale Entwicklung in die Segmentierung mit einbeziehen. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß BERRY 1975 für den Zagros eine transversale Segmentierung des präkambrischen Untergrundes postuliert, wobei zwei Segmente mit kontinentaler und zwei Segmente mit ozeanischer Kruste vorliegen sollen. STOIBER & CARR 1973 beschreiben eine Zerlegung Mittelamerikas an transversalen Störungszonen in sieben Segmente mit unterschiedlichem (historischem) Vulkanismus.

Insbesondere die transversalen Lineamente lassen in den verschiedenen Orogenen unterschiedliche Zuordnungen zum Geosynklinalbau erkennen: Die Transversalen Lineamente des Zagros sind weitgehend auf die externe Karbonatplattform beschränkt, Fortsetzungen in die internen Zonen sind strittig. Dagegen sind die transversalen Lineamente der Dinariden auf die Eugeosynklinale beschränkt. Da bei späteren transversalen Horizontalbewegungen die Karbonatplattform nicht mit erfaßt wurde, muß es sich um transportierte Strukturen handeln.

Eine transportierte Struktur wäre auch die Prato-Sillaro-Linie des Nordapennins, wenn man größere horizontale Dislokationen annimmt: Da die Prato-Sillaro-Linie insgesamt drei Faziesareale quert und in jedem dieser Gebiete Faziesdifferenzierungen bewirkt, müßten alle drei Faziesareale mitsamt dem Lineament als einheitliche Platte transportiert worden sein (Kap. 3.3).

Die Korrelation von Lineamenten und Plattentektonik-Modellen erscheint für alle Orogene wieder einheitlich: Streichende Lineamente sind durch eugeosynklinale Serien, Auf- und Überschiebungen charakterisiert und repräsentieren Subduktionszonen, während transversale Lineamente als transform faults an ozeanische Rücken angeschlossen werden können.

Das wohl wichtigste gemeinsame Kennzeichen aller diskutierten Lineamente scheint - neben der eigenständigen Entwicklung der abgeschnittenen Segmente - folgendes zu sein: Im synsedimentären Stadium sind Lineamente tiefreichende dilatate Brüche, die als Faziesgrenzen fungieren, während im postsedimentären Stadium laterale Seitenverschiebungen in Erscheinung treten.

7. LITERATURVERZEICHNIS

- ADIB, D. (1978): Geology of the Metamorphic Complex at the South-Western Margin of the Central-Eastern Iranian Microplate (Neyriz Area).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156, 3, p. 393-409, Stuttgart
- ADIB, D., PAMIC, J. & SESTINI, G. (1977): A Correlation between the Iranides and Dinarides in the light of plate tectonics.- Proc. 2nd Geol. Symp. Iran. The Iranian Petroleum Institute, Tehran, March 1977, p. 1-41
- AMURSKIY, G.I. (1977): The Ural-Oman Lineament and its role in regional structure of Central Asia.- Geotectonics, 10, 2, p. 134-141
- AUBOUIN, J. (1973): Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paleotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique.- Bull. Soc. géol. France, 7.ser., 15, p. 426-460
- " (1975): Les transversales dinariques dérivent-elles de paleofailles transformantes?.- C.R. Acad. Sc. Paris, 281, ser. D, p. 347-350
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., CADET, J.-P., CELET, P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., COUSIN, M. & RAMPNOUX, J.-P.: (1970): Essai sur la géologie des Dinarides.- Bull. Soc. géol. France, 7. serv. 12, 6, p. 1060-1095, 1972
- BERBERIAN, M. (1976): Seismotectonic Map of Iran 1:2.500.000.- Geological Survey of Iran
- BERNOULLI, D. & LAUBSCHER, H. (1972): The Palinspastic Problem of the Hellenides.- Eclogae geol. Helv., 65, p. 107-118, Basel

- BERRY, R.H. (1975): Evidence for two different basement types beneath the Zagros Range, Iran.- Geodynamics of Southwest Asia, Tehran Symp. 8-15 Sept.
- BOCCALETTI, M. & GUAZZONE, G. (1970): La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale: Mem. Soc. Geol. It., V. 9, No. 2, p. 157-176
- " (1975): Plate Tectonics in the Mediterranean Region.- In: C.H. SQUYRES (ed.) "Geology of Italy".- Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Rep., p. 143-163, Tripolis
- BORTOLOTTI, V. (1966): La tettonica trasversale dell'Appennino.- I. La linea Livorno-Sillaro.- Boll. Soc. Geol. Ital., 85, p. 529-540, Rom
- CHOROWICZ, J. (1970): La trasversale de Zrmanja (Yougoslavie).- Bull. Soc. géol. France, 7. ser., 12, 6, p. 1028-1033, Paris 1972
- DALLAN-NARDI, L., ELTER, P. & NARDI, R. (1971): Considerazioni sull'arco dell'Appennino settentrionale e sulla "linea" Ancona-Anzio, Bull. Soc. Geol. Ital., V. 90, p. 203-211
- FALCON, N.L. (1967): The geology of the north-east margin of the Arabian basement shield.- Adv. Sci. Lond., V. 24, p. 31-42
- " (1969): Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range.- In: Kent, P.E. Satterthwaite, G.E. & Spencer, A.M., Time and Place in Orogeny: London (Geological Society), p. 9-22
- " (1974): Southern Iran: Zagros Mountains.- In: Spencer, A.M. (ed.): Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Geol. Soc. London, 199-
- FARHOUDI, G. (1978): A Comparison of Zagros Geology to Island Arcs.- Journal of Geology, 86, p. 323-334, Chicago
- FÜRSTER, H. (1976): Continental drift in Iran in relation to the Afar structures.- In: A. PILGER & A. RÜSLER (ed.): Afar between Continental and Oceanic Rifting.- Schweizerbart, Stuttgart 1976
- FORST, M. (1970): Stratigraphie und Werdegang der östlichen Zagrosketten (Iran): Erlanger geol. Abh., No. 80, 51 p.
- " (1976): Tektonik und Diapirismus der östlichen Zagrosketten.- Z. Deutsch. Geol. Ges., 127, p. 183-225, Hannover
- FURON, R. (1941): Geologie du plateau iranien (Perse - Afghanistan - Beloutchistan).- Mus. natl. Hist. nat., Paris, Mem., 7, 2, p. 177-411
- GANSSER, A. (1955): New aspects of the geology of central Iran: Wld. Petrol. Congr., V. 4, No. 1, p. 279-300
- GIESE, P., GONTER, K. & REUTTER, K.-J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtung der Westalpen und des Nordapennins.- Z. dt. geol. Ges., V. 120, p. 151-195
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1964): Die stratigraphische Einordnung der Ophiolite des Nordapennins.- Geol. Rdsch. V. 53, p. 358-375
- GROSCURTH, J. & HEMMER, C. (1973): Die Prato-Sillaro-Linie, eine transversale Störungszone im Nordapennin und ihre Bedeutung als synsedimentäre Faziesgrenze.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. V. 144, p. 181-205
- GONTER, K. (1973): Ergebnisse meeresgeologischer und geophysikalischer Untersuchungen in der nördlichen Tyrrhenis und im Ligurischen Meer und ihre Konsequenzen für die Deutung des Orogenese des Nordapennins.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. V. 142, No. 2-3, p. 194-296
- HALLAM, A. (1976): Geology and plate tectonics interpretation of the sediments of the Mesozoic radiolarite-ophiolite complex in the Keyriz region, southern Iran.- Geol. Soc. Amer. Bull. V. 87, p. 47-52
- HAYNES, S.J. & MCQUILLAN, H. (1974): Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran.- Geol. Soc. Amer. Bull. V. 85, p. 739-744
- HEMMER, C. (1971): Zur Geologie des Gebietes zwischen Lago di Suviana und Passo della Futa, Prov. Bologna und Firenze, Italien.- Diss. Freie Universität Berlin, 246 p.
- " (1974): New aspects concerning the Prato-Sillaro Lineament and the hypothesis of an external Emilian trough in the Northern Apennines geosyncline (Italy): Rapp. Comm. int. Mer. Médit., V. 23, No. 4a, p. 73-74
- " (1977): Comparison of Lineament Tectonics of Iranian and Mediterranean Regions.- Proc. 2nd Geol. Symp. Iran, Tehran, March 1977, p. 217-238, The Iranian Petrol. Institute, Tehran

- HOBBS, W.H. (1904): Lineaments of the Atlantic border region.- Geol. Soc. Amer. Bull., V. 15, p. 483-506
- JAMES, G.A. & WYND, J.G. (1965): Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V. 49, No. 12, p. 2182-2245
- KASHFI, M. (1976): Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, southwestern Iran.- Geol. Soc. Amer. Bull., 87, p. 1486-1490
- KRUMSIEK, K. (1976): Zur Bewegung der Iranisch-Afghanischen Platte.- Geol. Rundsch., V. 65, p. 909-929
- LAUBSCHER, H.P. (1971): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys.- Geol. Rundsch. 60, 3, p. 813-833
- MALARODA, R.- & RAIMONDI, C. (1957): Linea di dislocazione e sismicità in Italia.- Boll. Geodes. Sci. Aff. Ist. Geogr. Milit., V. 16, No. 3, p. 273-323
- MEYERHOFF, A.A. & MEYERHOFF, H.A. (1972): "The new global tectonics", major inconsistencies.- Amer. Assoc. Petrol. Bull., 56, p. 269-336
- " (1974): Tests of plate tectonics.- In: C.F. KAHLE (ed.) Plate tectonics.- Assessments and reassessments.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 23, p. 43-145
- MOHAJER-ASHJAI, A., BEHZADI, H. & BERBERIAN, M. (1975): Reflections on the rigidity of the Lut Block and Recent crustal deformation in Eastern Iran.- Tectonophysics. 25, p. 281-301, Elsevier, Amsterdam
- YOHR, K. & PILGER, A. (1969): Zum Begriff Lineament: In: FUCHS, W. MOHR, K. & PILGER, A.: Lineamenttektonik und Magmatismus im Westtharz, Clausthaler Tektonische Hefte, No. 9, p. 7-18
- MOJAB, F. (1977): On the stratigraphy and structure of Dasht-e-Arzhan & Bol-Hayat areas West-southwest of Shiraz, Iran.- Proc. 2nd Geol. Symp. Iran, The Iranian Petroleum Institute, Tehran, March, 1977, p. 275-293
- NOWROOZI, A. (1971): Seismo-Tectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus, and Hindukush Regions.- Bull. Seismol. Soc. Amer., V. 61, No. 2, p. 317-341
- " (1972): Focal Mechanism of Earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan, and Plate Tectonics of the Middle East: Bull. Seismol. Soc. Amer., V. 62, No. 3, p. 823-850
- " (1976): Seismotectonic Provinces of Iran.- Bull. Seismol. Soc. Amer., V. 66, No. 4, p. 1249-1276
- O'LEARY, FRIEDMAN, J.D. & POHN, H.A. (1976): Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms.- Geol. Soc. Amer. Bull., V. 87, p. 1463-1469
- PAMIC, J. (1976): Large transversal faults (transform faults) of the inner Dinarides: II qod. znan. skup. Znan. savjeta za naftu JAZU, Ser. A., 5, p. 126-137, Zagreb
- REUTTER, K.-J. (1968): Die tektonischen Einheiten des Nordapennins.- Eclogae geol. Helv., V. 61, No. 1, p. 183-224
- REUTTER, K.-J. & SAMES, C.W. (1964): Fazieszusammenhänge im Nordapennin.- Z. dt. geol. Ges., V. 114, No. 3, p. 620-646
- RICHTER, M. (1962): Alpen, Apennin and Dinariden.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2, p. 466-480, Stuttgart
- " (1963): Der Bauplan des Apennins.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., No. 9, p. 509-517
- " (1975): Über die Beziehungen zwischen Molisezone, Abruzen und Umbrischen Bogen im Miozän.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., V. 148, No. 3, p. 273-285
- RICOU, L.-E. (1968): Une coupe a travers le séries a radiolarites des monts Pichakun (Zagros Iranien).- Bull. Soc. géol. France, 7. ser., 10, p. 478-485
- " (1976): Evolution structurale des Zagrides.- La Région Clef de Neyriz (Zagros Iranien).- Mem. Soc. géol. France, N.S., 55, Mem. No. 125, p. 1-140
- " (1978): Induction d'arcs et de chaînes rectilignes par décrochement.- Le Zagros et les Dinaro-Hellenides.- C.R. Acad. Sc. Paris, 286, serv. D., p. 1763-1765
- SCHOLLE, P.A. (1970): The Sestri-Voltaggio line: a transform fault induced tectonic boundary between the Alps and the Apennines.- Amer. J. Sci., V. 269, p. 343-359
- SIKOSEK, B. & MEDWENITSCH, W. (1965): Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden.- Z. deutsch. geol. Ges., 116, 2, p. 342-358

- STÜCKLIN, J. (1968): Structural history and tectonics of Iran.- Bull. Geol. Soc. Amer., 52, 7, p. 1229-1258
- " (1968b): Salt Deposits of the Middle East: Geol. Soc. Amer., sp. paper 88, p. 157-181
- " (1974): Possible ancient continental margins in Iran: In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. (eds.): The geology of continental margins.- Springer, New York, p. 873-887
- " (1977): Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia.- Mem. h. ser. Soc. géol. France, No. 8, p. 33-353
- STOIBER, R.E. & CARR, M.J. (1973): Quaternary Volcanic and Tectonic Segmentation of Central America.- Bull. Volcanol. 37, 3, special issue (Symp. on Volcanism in Mexico and Central America), p. 304-325
- TAKIN, M. (1972): Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East.- Nature, V. 235, No. 5334, p. 147-150
- TRUSHEIM, F. (1974): Zur Tektogenese der Zagros-Ketten Süd-Irans.- Z. deutsch. Geol. Ges., 125, p. 119-150, Hannover

TEKTONISCHE URSACHEN DER ZINNMINERALISATIONEN IN SW-THAILAND

von

W. GOCHT⁺ und E. PLUHAR⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Nicht nur ein genereller Zusammenhang zwischen der Metallogenese und der geotektonischen Entwicklung des Burma-Thai-Malaya-Orogens ist offenkundig, sondern auch detaillierte Verbindungen zwischen tektonischen Ereignissen und bestimmten Typen der Zinnvererzungen. So sind in SW-Thailand die Pegmatitgänge einem Störungssystem zuzuordnen, daß eine NE-NW-Richtung bevorzugt. Imprägnationen von Kassiterit dagegen treten vorrangig an den Kreuzungspunkten transversaler Störungen auf, da hier die Zufuhrwege für die Restlösungen entstanden waren.

ABSTRACT

The metallogenetic belt of the Burma-Thai-Malaya orogen is related to the geotectonic history of the area. The result was a detailed relationship between tectonic structures and certain types of tin mineralization. Tin pegmatites are in SW-Thailand dominantly in association with the NE-SW fault system. Disseminations of cassiterite occur mainly in areas of transverse fault crossings, where the mineralizing solutions intruded.

RESUME

A côté de relations générales entre la métallogenèse et le développement géotectonique de la chaîne orogénique de Birmanie, Thaïlande et Malaisie, il existe des liaisons détaillées entre événements tectoniques et certains types de minéralisations d'étain. Ainsi les filons pegmatitiques de la partie SW de la Thaïlande s'orientent suivant un système de failles de direction NE-SW. Des imprégnations de cassitérite apparaissent par contre dans les points d'intersections de failles transversales, zones par où les solutions minéralisées ont trouvé leur chemin ascendant.

⁺ Anschriften der Verfasser: Prof.Dr.Dr. Werner Gocht und Dr. Emanuel Pluhar
Institut für Geologie d. FU Berlin,
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34A

1. PROBLEMSTELLUNG

Aus Südostasien stammt seit mehr als 100 Jahren über die Hälfte der Welt-Zinnproduktion, und die Region besitzt auch heute noch ein substantielles Potential an Zinnerzen. Problematisch sind aber Erkundung und Erschließung neuer Reserven, da ein spürbares Defizit an Grundlagenforschung besteht. Die maßgebliche Ursache für diesen Mangel ist wohl in der Konzentration des Bergbaus auf Seifenlagerstätten zu suchen, für deren Prospektion das Auswaschen von Flußsedimenten mit der Batea und für deren Exploration das Abbohren mit dem Bangka-Drill als ausreichend erachtet wird. Doch werden sich die Gewinnungsbetriebe künftig stärker den primären Vorkommen zuwenden müssen. Sie haben dies übrigens vielfach sogar schon getan, ohne es sich ganz bewußt zu sein. Zahlreiche Minen bauen nämlich längst nicht mehr eluviale Seifen ab, sondern tiefgründig verwitterte Primärerze, die als Gangschwärme (Sungei Besi/Selangor, Malaysia), Vergreisungszonen (Haad Som Pan/Ranong, Thailand) oder Pegmatitgänge (Tantikovit/Phuket, Thailand) vorliegen, jedoch völlig zersetzt sind und deshalb freien Kassiterit aufweisen.

Der generelle Zusammenhang zwischen Tektonik und magmatischer Lagerstättengenese ist heute unbestritten und durch den Konzept der Plattentektonik noch einsichtiger geworden. Gerade das langgestreckte Burma-Malaya-Orogen mit intensivem Plutonismus (Abb. 1) eignet sich für entsprechende Mineralisationstheorien. Schwieriger aber sind Detailfragen zu klären, wie etwa die Konzentration von Zinnvorkommen in bestimmten Arealen der mindestens 2500 km langen metallogenetischen Provinz (Tavoy-Mergui, Ranong-Phuket, Kinta-Tal, Selangor, Bangka, Billiton) oder das Auftreten von charakteristischen Mineralisationstypen in den Lagerstättendistrikten (Kassiterit-Wolframit-Quarz Gänge im Tavoy-Distrikt/Burma; Kassiterit-Imprägnationen im Ranong-Distrikt/Thailand; Zinn-Pegmatite auf Phuket/Thailand, hydrothermale Gangschwärme im Kinta-Tal/Malaysia, Skarnerze auf Bangka/Indonesien). Die Verteilungsmuster der Zinnvorkommen deuten aber darauf hin, daß auch bei diesen genetischen Problemen tektonische Ursachen eine wichtige Rolle gespielt haben dürften. Eine Auswertung von ERTS-Multispektralaufnahmen kann die Grundlage für die Klärung solcher Zusammenhänge sein, wie im folgenden am Beispiel SW-Thailands gezeigt werden soll.

2. GEOTEKTONISCHES KONZEPT FOR DAS BURMA-THAI-MALAYA-OROGEN

Über die tektonische Entwicklung Südasiens und über die Einteilung der Region in tektonische Einheiten existieren verschiedenartige Modelle. Von STILLE (1945) über WESTERFELD (1952) und KLOMPE (1957, 1962) bis hin zu den Vertretern der modernen Plattentektonik wie HUTCHINSON (1973), KATILI (1973), BURTON (1974), STAUFFER (1974), MITCHELL (1975) und ASNACHINDA (1978) blieb jedoch das Grundkonzept erhalten, das verschiedene bogenartige, subparallele Orogene zwischen dem Indischen Ozean/Indischen Block im Osten und dem Indosinia-Kraton/Ost Malaya-Block im Westen unterscheidet.

Eine besondere Rolle in der Geschichte des Burma-Thai-Malaya-Orogen kommt den wiederholten Granit-Intrusionen zu. Die Zinn-Mineralisationen sind genetisch an die granitischen Gesteine gebunden, wobei aus den bislang verfügbaren Daten radiometrischer Altersbestimmungen (K/Ar und Rb/Sr) drei metallogenetische Epochen unterschieden werden können:

- Oberkarbon-Perm (270-300 Mio. J.) mit Zinnmineralisationen im Eastern Tin Belt (Ost-Pahang/Malaysia, Ost-Johore/Malaysia)
- Obere Trias (190-210 Mio. J.) mit Zinnmineralisationen im Central Tin Belt (Perak/Malaysia, Selangor/Malaysia, Bangka/Indonesien, Billiton/Indonesien)
- Oberkreide bis Unteres Tertiär (50-75 Mio. J.) mit Zinnmineralisationen im Western Tin Belt (Phuket/Thailand, Ranong/Thailand, Tavoy/Burma)

Ein Zusammenhang zwischen den Metallogenese und der regionalen tektonischen Entwicklung ist mit Modellen der Plattentektonik darstellbar. Dabei können auch Schwierigkeiten traditioneller tektonischer Modelle überwunden werden, die bei der Korrelation zwischen Faltungsperioden und Granitintrusionen auftreten. Eine eindeutige Orogenese fand nämlich nur im Oberkarbon statt, als die mehrere 1000 m mächtige Serie kambrischer bis unterkarbonischer Gesteine gefaltet wurde. Typische eugeosynklinale und miogeosynklinale Sedimente (Saturn Group/Ordoviz-Devon) und ausgeprägter Flysch (Phuket-Group/Unterkarbon) mit eingeschalteten basischen bis

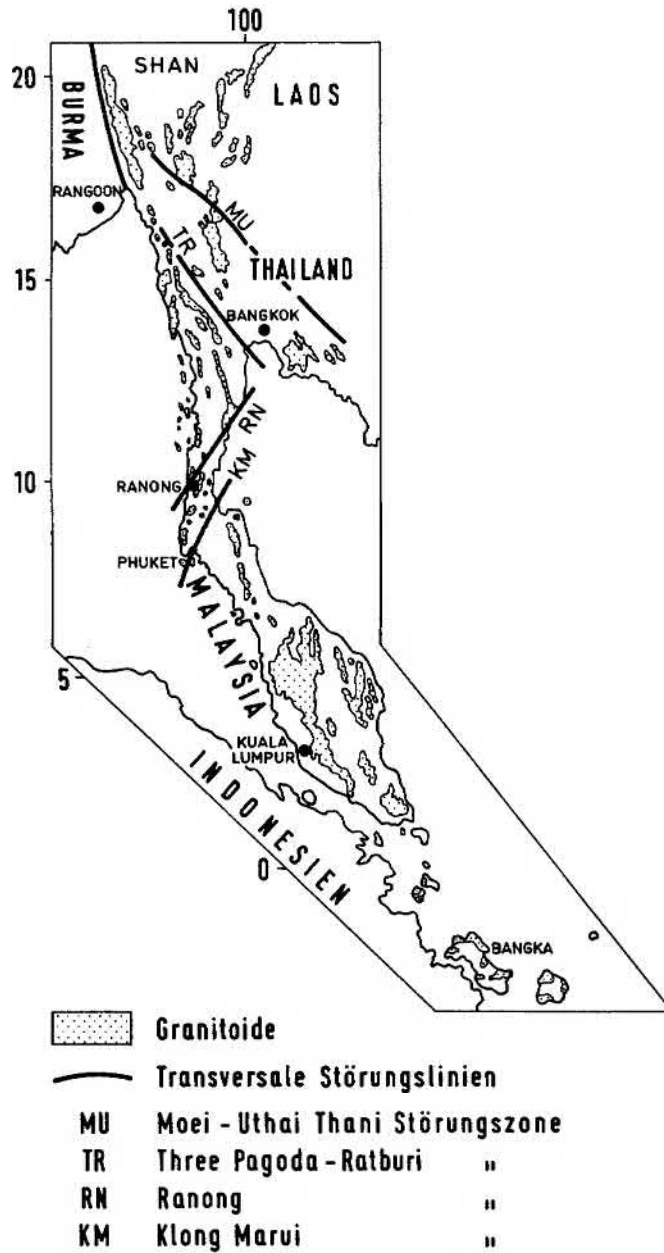


Abb. 1: Auftreten granitischer Gesteine und bedeutsamer transversaler Störungszonen im Burma-Thai-Malaya Orogen

intermediären Vulkaniten sind dabei im gesamten Burma-Thai-Malaya Orogen anzutreffen.

Die zinnführenden Granite sind daher in Bezug auf diese Faltungsperiode alle postorogen. Sie weisen unterschiedliche Zinngehalte auf, die ursprünglich dem oberen Mantel entstammen dürften, aber später durch Krusteneinschmelzungen erst die regionalen Konzentrationen erfuhren. Die drei vorerwähnten Perioden granitischer Intrusionen werden mit folgenden tektonischen Ereignissen in Zusammenhang gebracht:

- Hebung des Faltengebirges im Unterkarbon mit einer Driftung des so entstandenen Mikro-Kontinentes (Burma-Malaya-Block) nach Osten und mit einer landwärts gerichteten Subduktionszone am Ostrand des Blocks. Die Zinn-Mineralisationen des Eastern Tin Belt lassen sich mit dieser tektonischen Entwicklung genetisch verbinden.
- Kollision des Burma-Malaya-Blockes mit dem Indosinia-Block im Osten (im Süden Kollision mit Ost-Malaya-Block) während der Obertrias, wobei der von Westen nach Osten driftende Burma-Malaya-Block sogar überschoben wurde. Die Zinn-Mineralisation des Central Tin Belt ist an Granit-Intrusionen gebunden, die durch diese Platten-Kollisionen hervorgerufen wurden.
- Wanderung der Indischen Ozean-Platte in der Kreide nach Osten mit Ausbildung einer flach einfallenden Subduktionszone, die nach Osten unter den Burma-Malaya-Block gerichtet ist. Die Zinn-Mineralisation des Western Tin Belt wird mit Granit-Intrusionen in Verbindung gebracht, die aus dieser Platten-Subduktion resultieren.

3. HAUPTSÄCHLICHE TYPEN PRIMÄRER ZINN-MINERALISATIONEN

Grundsätzlich sind alle primären Zinn-Vererzungen an die granitischen Gesteine gebunden, die geochemisch als plusmasitische bis agpaitische (zinnführende bis sondermetallführende) Leukogranite (TAUSON & KOZLOV, 1973) klassifiziert werden können. Kassiterit ist dabei das dominierende Zinn-Mineral.

Zu den bedeutsamen Lagerstättentypen können in Südostasien gezählt werden:

- a) zinnführende Pegmatite, die in den Randzonen der Granitkörper, aber auch im Nebengestein des Kontaktbereiches auftreten. Die pegmatitischen Gänge sind bis zu 12 m breit und tiefgründig verwittert. Die Zinnpegmatite führen neben Kassiterit als charakteristische Begleitminerale Monazit, Tantalit-Columbit, Samarskit, Fergusonit und Lithiumglimmer. Geochemisch ist dabei eine Unterteilung möglich in Sn-Ta-Nb-Pegmatite, Sn-W-Ta-Nb-Se-Pegmatite, Sn-Li-F-W-Ta-Nb-Se-Pegmatite und Sn-Se-Pegmatite. Neben den Pegmatiten treten auch zinnführende Aplite auf. Die Pegmatite stehen in direkten genetischen und oft auch räumlichen Zusammenhang mit Vergreisungszonen und metasomatisch geprägten Granittypen.
- b) Imprägnationszonen mit Kassiterit, die meist in Dachregionen der Granitplutone, seltener in Sedimentserien des Kontaktbereiches vorkommen. Diese "disseminated ores" stellen vielleicht sogar zu einem Teil syngenetische Bildungen in Bezug auf die metasomatischen Granitvarietäten dar (ARANYAKANON, 1961), während alle anderen Zinn-Mineralisationen epigenetisch sind. Auch diese Imprägnationszonen stehen nicht selten in räumlicher Verbindung mit zinnführenden Vergreisungszonen.
- c) hydrothermale Gänge, die oft als Gangschwärme im Kontaktbereich der Granite zum Nebengestein auftreten und neben Quarz als Begleitminerale einerseits Sulfide und andererseits Wolframit enthalten können. Wenn die Gangschwärme noch in räumlichen Zusammenhang mit Imprägnationen stehen, haben sich größere komplexe Vererzungskörper gebildet (Sungei Besi Mines, Selangor).
- d) pyrometasomatische Zinnvererzungen, die in der Regel Skarnerze als Verdrängungskörper in kalkigem Kontaktgestein gebildet haben. Hierbei tritt neben Kassiterit auch häufig Malayaite ($\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{SiO}_4$) auf.

Aus den primären Mineralisationen sind die Seifenerze entstanden, die noch immer die überwiegende Anzahl der südostasiatischen Zinn-Lagerstätten ausmachen. Dabei dürfte die Verwitterung und Erosion von Imprägnationszonen und Pegmatiten den größten Teil des Kassiterites in fluviatilen Seifen geliefert haben. In einigen Minen sind allerdings heute schon stark verwitterte Primärvererzungen im Abbau, deren Kassiterit durch die Kaulinisierung aus dem Mineralverband desintegriert wurde und sich dadurch direkt mit den üblichen gravitativen Aufbereitungsmethoden konzentrieren läßt.

4. PHOTOLINEATIONEN UND TEKTONISCHER STRUKTURPLAN

Für die Kartierung von regionalen Störungen und von lokalen Störungsnetzen haben sich ERTS-1 und ERTS-2 Multispektralaufnahmen auch in tropischen Zonen mit hoher Vegetationsdichte bewährt. Darüber hinaus wurde bei den Interpretationen der Satellitenbilder deutlich, daß der geologische Informationsgehalt noch weit über die Tektonik hinausgeht und wichtige Hinweise zur Verteilung der Zinnvererzungen liefern kann.

Als Grundlage für Remote Sensing in SW-Thailand wurden aus dem Archiv des EROS DATA CENTER die folgenden ERTS-Aufnahmen verwendet:

Bild E-1222-03150 vom 2.3.1973 der Region Phuket (Bänder 4, 5, 7)

Bild E-1222-03143 vom 2.3.1973 der Region Takua Pa (Bänder 4, 5, 7)

Bild E-2362-02593 vom 19.1.1976 der Region Ranong (Bänder 4, 5, 7)

Zur visuellen Auswertung wurden Positivvergrößerungen im Maßstab 1:250 000 hergestellt, zur instrumentellen Interpretation mit dem Image Analyser System der ISI Corp. wurden Filmpositive im Maßstab 1:1 000 000 herangezogen.

Die Lage der bedeutsamen regionalen Störungssysteme wird besonders kontrastreich auf dem MSS Band 5 vermittelt, wie ein Vergleich mit den Bändern 7 und 4 zeigt (Abb. 2). Auf MSS Band 5 sind im Bildzentrum die beiden großen NE-SW-Störungszonen von Phang Nga und von Khlong Marui zu erkennen, außerdem die Khlong Sok-Störung in WNW-ESE-Richtung (vgl. dazu Abb. 3). Eine erste synoptische Betrachtung der Photolineationen in Bild 3 verdeutlicht darüber hinaus den unterschiedlichen Strukturtrend von zinnführenden Gebieten westlich der Khlong Marui-Störungszone und der zinnarmen Gebiete im Osten dieses Lineamentes. Ein zusätzliches (älteres?) Störungssystem mit NNE-SSW-Richtungen und kreuzenden WNW-ESE-Richtungen prägt das tektonische Bild der zinnführenden Region.

Weitere Interpretationen von Satellitenaufnahmen wurden für das südlich angrenzende Gebiet der Insel Phuket durchgeführt. Hierfür standen MSS Bänder 5 und 7 der Landsat-1 Aufnahmen zur Verfügung. Unter Verwendung von elektronischer Dichteanalyse ergaben sich ergänzende Informationen zu den bisherigen Kartierungsergebnissen (Geologische Karten von Phuket 1:50 000 von 1963 und 1:250 000 von 1975).

Einerseits ließen sich nämlich in dem bereits bekannten System der NNE-SSW-Richtung einige weitere Störungen hinzufügen, andererseits hat sich aber die Bedeutung eines NW-SE-Systems dokumentiert (Abb.4). Wie ein Vergleich mit der Lage der Zinnminen auf Phuket erkennen läßt, bestehen eindeutige Zusammenhänge zwischen diesen neuentdeckten Photolineationen in NW-SE-Richtung und der Zinnvererzung.

5. ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN TEKTONIK UND ZINNVERERZUNGEN IN SW-THAILAND

Die Platznahme der Granitplutone wurde von den transversalen Störungen mitbestimmt. Auch die Kontakte zwischen granitischen Gesteinen und dem Nebengestein sind nicht selten tektonisch geprägt (vgl. Abb. 5). Wichtiger als diese generellen Interdependenzen zwischen tektonischen Ereignissen und der Metallogeneese sind aber folgende Zusammenhänge:

- a) die Pegmatitgänge sind deutlich bevorzugt in der NE-SW-Richtung angelegt. Auch die derzeit im Abbau stehenden pegmatitischen Zinn-Lagerstätten auf der Insel Phuket wie die Thosung Mine, die Sutut-Mine, die Tantikovit Mine, die Jernsak Mine, die Vichai-Mine, die Utai Mine und die Pravat Mine sind in dieses Raster einzuordnen.
- b) Imprägnationen von Kassiterit treten vorrangig an den Kreuzungspunkten der beiden transversalen Störungsrichtungen auf, wo offenbar die Tektonik lokale Spaltensysteme als Zufuhrwege für Restlösungen schuf. Da die meisten Täler SW-Thailands ebenfalls den NW-SE-Störungen oder den NE-SW-Störungen folgen, sind schließlich auch die Vorkommen alluvialer Zinnseifen entsprechend richtungsorientiert angeordnet.

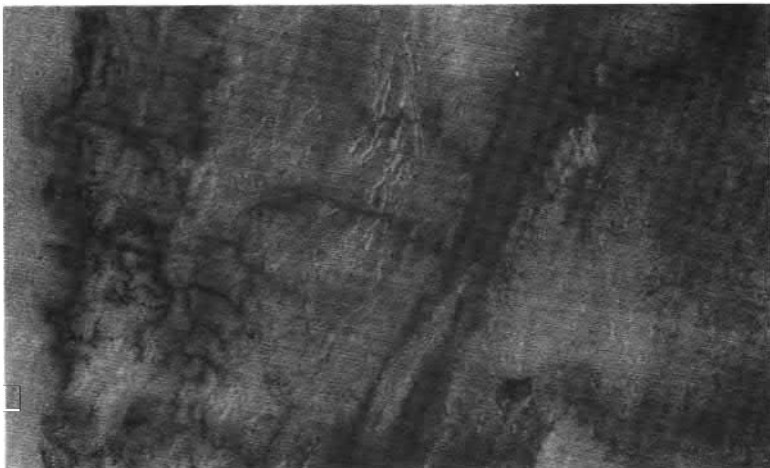
Aus letzterem folgt, daß ein Erkennen rezenter, aber auch älterer Flußläufe sowie das Kartieren aller betriebener und aufgelassener Minen wichtige Hinweise für die Prospektion und Exploration neuer Erzvorräte ergeben können. Auch hierfür sind die Satellitenaufnahmen wieder sehr hilfreich. Die diesbezügliche Leistungsfähigkeit der MSS Bänder von ERTS-Bildern soll exemplarisch an zwei thailändischen Regionen demonstriert werden. Auf MSS Band 7 von der Insel Phuket (Abb. 6) sind die Zinnminen-Areale als weiße Punkte deutlich auszu-



MSS Band 7



MSS Band 5



MSS Band 4

Abb. 2: ERTS-1-Multispektralaufnahmen der Region Takua Pa-Phang Nga in Südwest-Thailand (oben MSS Band 7, Mitte MSS Band 5 und unten MSS Band 4)

Abb. 3: Photolinationen im Raum Takua Pa-Phang Nga (SW-Thailand)

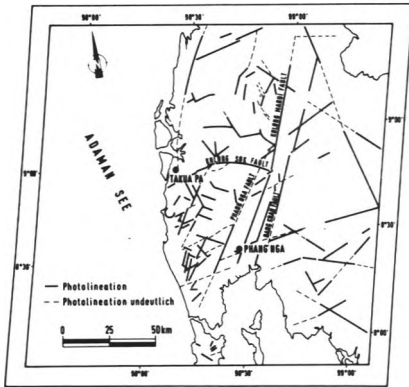
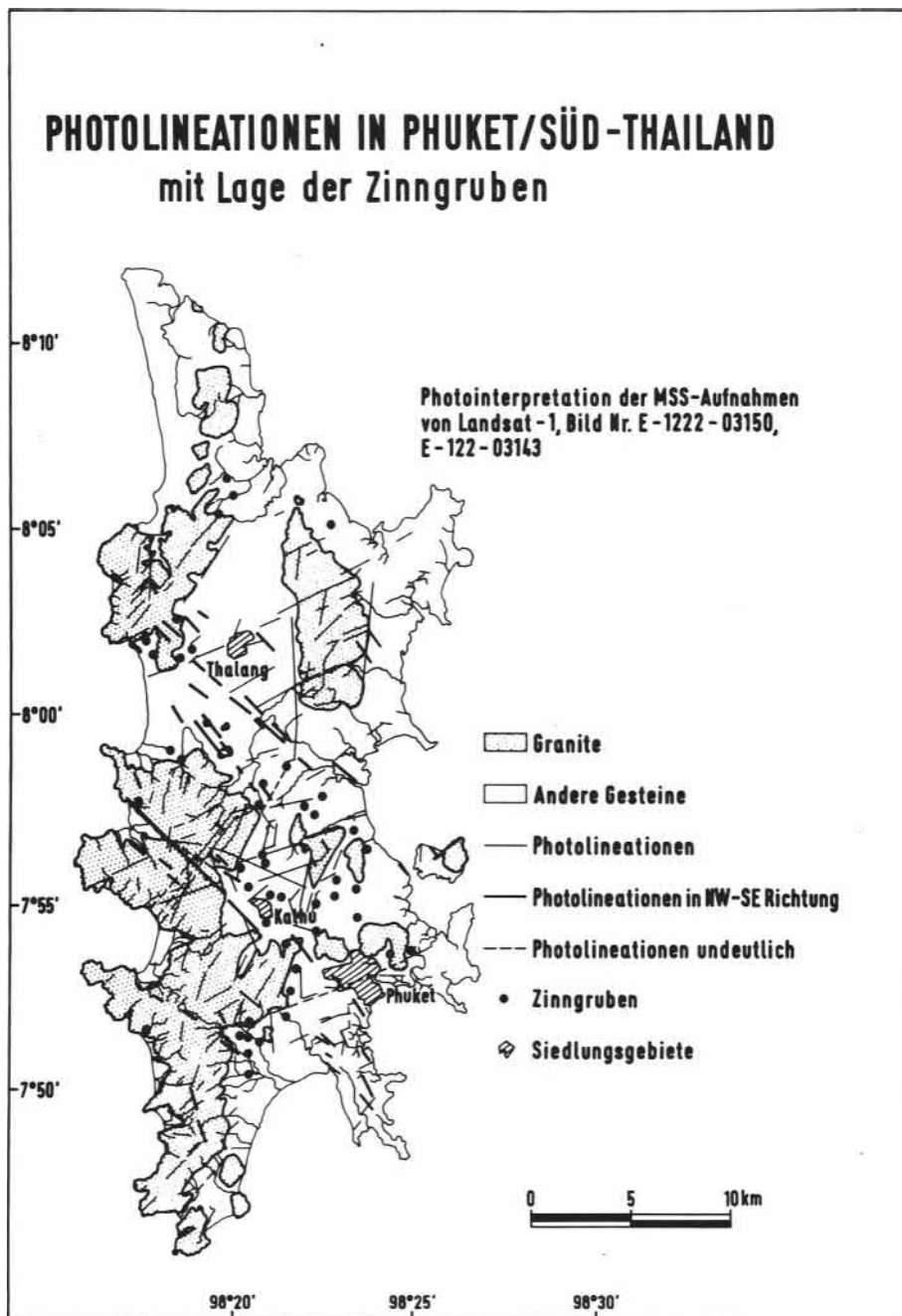


Abb. 4: Photolinationen auf der Insel Phuket (SW-Thailand)



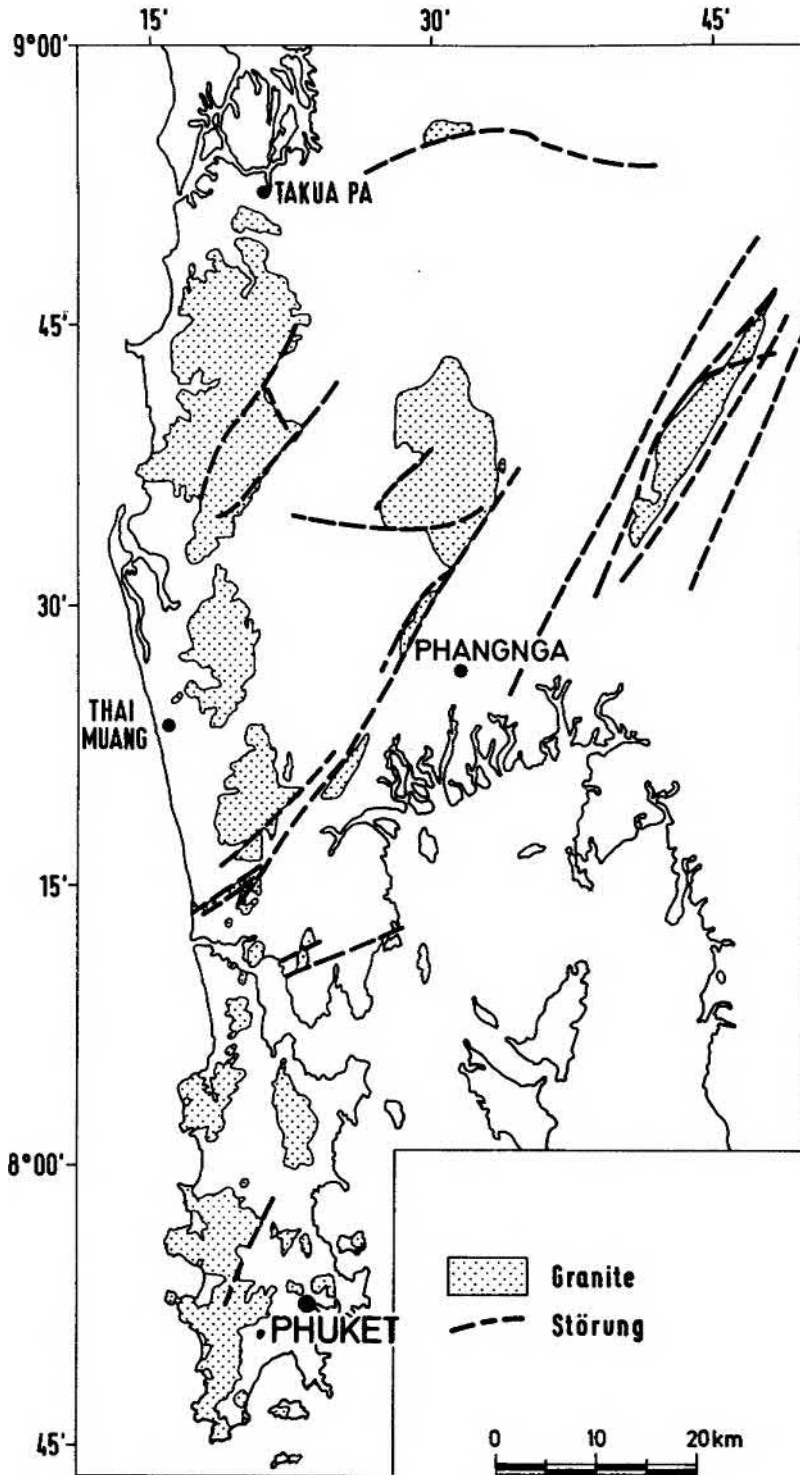


Abb. 5: Auftreten granitischer Gesteine und ausgewählter Transversalstörungen in SW-Thailand

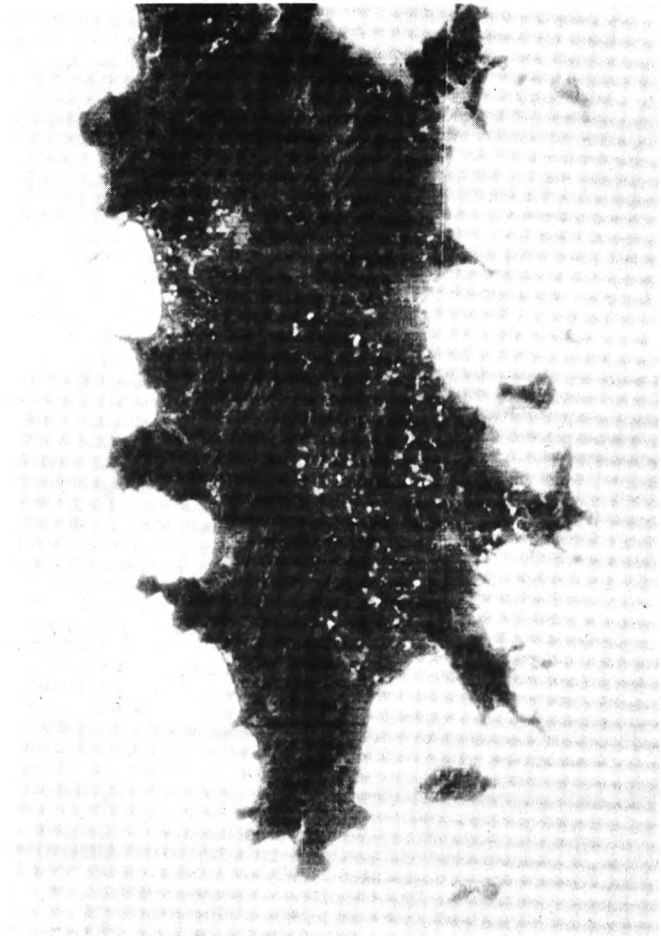
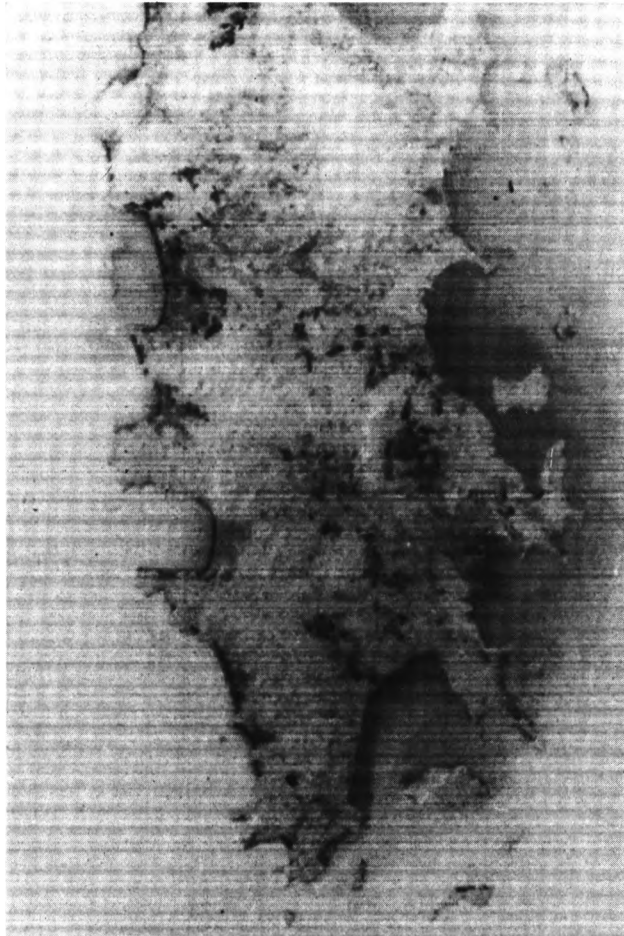


Abb. 6: ERTS-1-Multispektralaufnahmen der Insel Phuket/Thailand (links MSS Band 5 und rechts MSS Band 7)



Abb.

MSS Band 7



Abb.

MSS Band 5

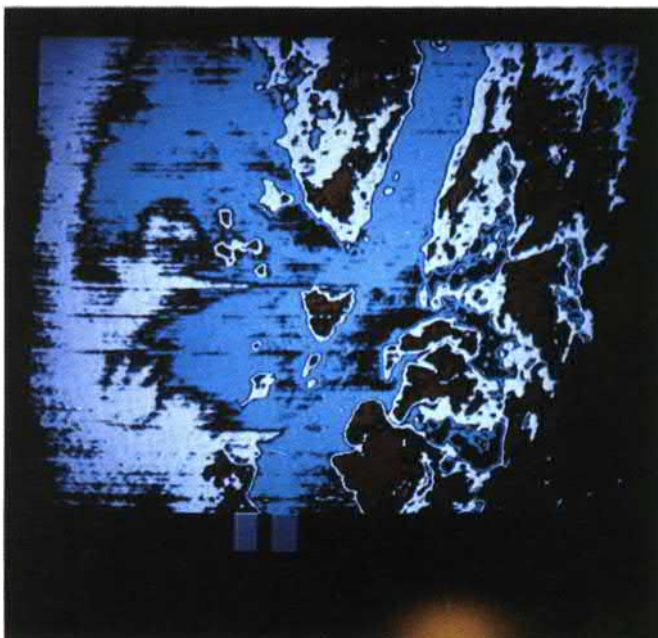


Abb.

MSS Band 4

Abb. 7: ERTS-2-Spektralbänder von der Ranong-Region in SW-Thailand (oben Band 7, Mitte Band 5, unten Band 4)

machen. Das MSS Band 5 der gleichen Gegend ist besonders geeignet, einen synoptischen Überblick über alle jungen Sedimentationsgebiete wie Strandsäume, Talfüllungen und auch Minenhalden darzustellen.

Die Spektralbänder zeichnen sich darüber hinaus durch eine mitunter sehr nützliche Wassertransparenz aus. So liefern die Spektralbänder 5 und 4 (vgl. Abb. 7) Informationen über Sedimentakkumulationen im küstennahen offshore-Bereich, die erste Hinweise auf das Vorhandensein von Zinnseifen liefern können. Spektralband 7 ergänzt dann in nützlicher Weise die tektonischen Daten und kann auch die hauptsächlichsten lithologischen Einheiten unterscheiden. Ein Ausschnitt der ERTS-2-Aufnahme vom Zinnbergbau-Gebiet bei Ranong zeigt die Kra-Mündung bei Victoria Point an der burmesisch-thailändischen Grenze. Band 7 läßt die Küstenlinie scharf hervortreten und eignet sich für das Erkennen der Störungen und der Granit-Aufschlüsse. Aus den beiden anderen Spektralbändern (Abb. 7) gehen sowohl die küstennahen Sedimente (MSS Band 5) als auch die etwas küstenferneren Sedimente (MSS Band 4) vor der Mündung des Kra deutlich hervor. Aus der Morphologie der sandigen Ablagerungen kann auf die Transportrichtung und damit auf das Herkunftsgebiet geschlossen werden. Für letzteres kommt die Gegend der Haad Som Pan Mine in Betracht, die auf Band 5 durch helle Punkte östlich von Ranong identifiziert werden kann. Dort treten vorrangig Imprägnationen von Kassiterit im Granit in Verbindung mit Vererzungs-zonen auf.

Wie aus den vorgenannten Beispielen deutlich wird, kann die Interpretation von Satellitenbildern den tektonischen und den sedimentologischen Rahmen für die Planung von Prospektionsprogrammen zur Entdeckung neuer Zinnerz-Vorräte liefern.

6. LITERATURVERZEICHNIS

- ARANYAKANON, P. (1961): The Cassiterite Deposit of Haad Som Pan, Ranong Province, Thailand.- Dept. Min. Res., Rep. 4, Bangkok
- ARNDT, P. (1979): Zinngehalte in Schwermineralen aus thailändischen Zinnseifen.- Berl. Geowiss. Abh., Reihe A, Bd. 11, Berlin
- ASNACHINDA, P. (1978): Tin Mineralization in the Burmese-Malayan Peninsula - A Plate Tectonic Model.- Proceedings 3th Reg. Conf. Geol. Min. Res. SE Asia, 293-299, Bangkok
- BRAUN, E. von et al. (1976): Radiometric Age Determinations of Granites in Northern Thailand.- Geol. Jb., 21, Hannover
- BURTON, D.K. (1974): Peninsular Thailand.- in Geol. Soc. London, Special Publ. 4, 301-315, London
- GARSON, M.S. et al. (1975): The Geology of the Tin Belt in Peninsula Thailand around Phuket, Phangnga and Takua Pa.- Inst. Geol. Sci., Overseas Memoir 1, London
- GOCHT, W. (1969): Der metallische Rohstoff Zinn.- 260 S. (Duncker & Humblot) Berlin
- " (1977): Determinations of the Evaluation of Placer Tin Deposits in Southeast Asia.- Natural Res. and Develop., 6, 7-16, Tübingen
- GOCHT, W., PLUHAR, E. & ARNDT, P. (1978): Application of Geochemical Prospecting Methods for Tin Deposits by Investigation of Heavy Minerals Associated with Cassiterite.- Proceedings 3th Reg. Conf. Geol. Min. Res. SE Asia, 319-330, Bangkok
- HOSKING, K.F.G. (1974): The Search for Deposits from which Tin Can be Profitably Recovered Now and in the Foreseeable Future.- 4th World Conf. Tin, Kuala Lumpur
- HUTCHINSON, C.S. (1973): Tectonic Evolution of Sundaland.- Geol. Soc. Malaysia Bull., 6, 61-86, Kuala Lumpur
- KLOMPÉ, Th. (1961): Pacific and Variscian Orogeny in Indonesia, Proceedings 9th Pacific Sci. Congr.
- MITCHELL, A.H.G. (1975): Tectonic Settings for the Emplacement of Southeast Asian Tin Granites.- Geol. Soc. Malaysia Bull., 9, 123-140, Kuala Lumpur
- PLUHAR, E. (1979): Die Geochemie von Monaziten aus Thailand und ihre Anwendung bei der Prospektion von Zinnerzen.- Berl. Geowiss. Abh., Reihe A, Bd. 12, Berlin
- STAUFFER, P.H. (1974): Malaya and Southeast Asia in the Pattern of Continental Drift.- Geol. Soc. Malaysia Bull., 7, 89-138, Kuala Lumpur
- STILLE, H. (1945): Die tektonische Entwicklung der hinterindischen Festlands- und Inselgebiete. Geotektonische Forschungen, H. 7/8, S. 34-153, Berlin

- SUENSILPONG, S., BURTON, C.K. et al. (1978): Geological Evolution and Igneous Activity of Thailand and Adjacent Areas.- Dept. Min. Res., Bangkok
- TAYLOR, H. (1979): Geology of tin deposits.- 543 S., (Elsevier), New York
- WESTERVELD, J. (1952): Phases of Mountain Building and Mineral Provinces in the East Indies.- Proceedings 18th Int. Geol. Congr., London

GEOLOGISCHE INTERPRETATION DES ZENTRALEN ARAKAN-KOSTENBEREICHES
(UNION VON BURMA) NACH LANDSAT-SZENEN UND IHRE KARTOGRAPHISCHE
DARSTELLUNG

von

D. HELMCKE⁺ und G. PÖHLMANN⁺⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Eine geologische LANDSAT-Interpretationskarte im Maßstab 1:250.000 des zentralen Abschnittes des Arakan-Küstenareals der Union von Burma mit der Inselgruppe Ramree und Cheduba wird vorgestellt. Der regional-geologische Baustil der erwähnten Inseln ist durch Synklinalen mit rundem bis ovalem Umriß gekennzeichnet (BANNERT, HELMCKE & RITZKOWSKI 1978; HELMCKE & RITZKOWSKI 1978, 1980). Ziel der vorliegenden Karte und dieses Berichtes ist der Nachweis von derartigen Strukturen auch außerhalb des genannten Archipels.

ABSTRACT

A geological LANDSAT-Interpretation map in a scale 1:250.000 of the Central Arakan Coastal Area of the Union of Burma including Ramree and Cheduba Islands is presented here. The regional geological deformation of the mentioned islands is characterized by synclines, which show circular to oval outlines (BANNERT, HELMCKE & RITZKOWSKI 1978, HELMCKE & RITZKOWSKI 1978, 1980). The aim of the satellite-interpretation map and of this report is to prove the existence of similar structures outside of Ramree and Cheduba archipelago.

RESUME

Une carte géologique interprétative de LANDSAT à l'échelle 1:250.000 de la partie centrale de la bande côtière de l'Arakan de l'Union birmane avec le groupe d'îles Ramree et Cheduba est présentée. Le style structuro-géologique régional de ces îles es caractérisé par des synclinaux de forme circulaire à ovale (BANNERT, HELMCKE & RITZKOWSKI 1978, HELMCKE & RITZKOWSKI 1978, 1980). Le but de cette carte et du présent rapport est la mise en évidence de telles structures au dehors des limites de l'archipel en question.

Anschriften der Verfasser: ⁺Dr. Dietrich Helmcke, Institut für Angewandte Geologie d. FU Berlin,
1000 Berlin 33, Wichernstraße 16

⁺⁺Prof. Dr. Gerhard Pöhlmann, Technische Fachhochschule Berlin, FB 7, Vermessungs-
und Kartenwesen, 1000 Berlin 65, Luxemburger Str. 10

1. EINLEITUNG

Während der zentrale Abschnitt des Arakan-Küstenbereiches der Union von Burma geotektonisch dadurch ausgezeichnet ist, daß er im Bereich jenes Gürtels liegt, in welchem in Südost-Asien die Grenze zwischen der Euroasiatischen Platte und der Indoaustralischen Platte zu erwarten ist (STONELY 1974), ist der regional-geologische Bau der Inselgruppe Ramree und Cheduba im Bereich dieses Küstenabschnittes insbesondere durch auffällige, mehr oder weniger kreisrunde Synklinalstrukturen, die mehrere Kilometer Durchmesser erreichen, charakterisiert. Durch ihr gehäuftes Auftreten prägen sie den eigenartigen, ausgefallenen Deformationstyp dieses Areal.

Nach FAY LAIN & WIN MAW (1971) beschrieb JARDINE (1934) als erster diese Strukturen und LEHNER (1939) "compared the structures with the ring-folds of Baku, and stated that the cause of their development is due to the differential plasticity of the beds and is not connected with the interference of divergent regional structural trend. He believed that this type of structure is a special form of diapiric folding" (FAY LAIN & WIN MAW 1971: 36).

BRUNNSCHWEILER (1964: 158) stellte fest, daß "it is interesting to note that south of about Lat. $19^{\circ}30'N$ the prominent meridionally- and NNW-trending structures of the Boronga Island type disappear under the influence of a broad, ENE or E, crossfolding trend. As a result of this latitudinal tectonic interference there arose a number of large, subcircular or crescent-shaped, mostly synclinal structures which contain substantial remnants of a once continuous blanket of Upper Miocene Macigno series".

FAY LAIN & WIN MAW (1971: 37) teilten mit, daß "among the views expressed on the origin of the circular structures the theory of gradual subsidence of the overlying competent strata caused by the ejection of the underlying plastic clays through lines of weakness seems to be more likely".

In den Jahren 1974-1976 konnte der Verfasser Luftbilder der Region der Inselgruppe Ramree und Cheduba auswerten und zusammen mit S. RITZKOWSKI (Göttingen) einige Zeit auf den Inseln Ramree und Cheduba verbringen, um eine besser abgesicherte Grundlage zur Klärung von Stratigraphie und Struktur dieses Archipels zu erarbeiten. Diese Bearbeitung wurde in enger Kooperation mit der Myanma Oil Corporation/Rangoon und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe/Hannover durchgeführt.

Während ein erster Bericht über die Geologie dieser Inselgruppe (BANNERT, HELMCKE & RITZKOWSKI 1978) und eine geologisch/photogeologische Karte 1:100.000 (HELMCKE & RITZKOWSKI 1978) bereits vorliegen, konnte die abschließende Darstellung der Resultate (HELMCKE & RITZKOWSKI, Manuskript) bisher noch nicht gedruckt vorgelegt werden. Für eine ausführliche Darstellung und Diskussion der Ergebnisse und Vorstellungen wird auf diese Arbeiten verwiesen; sie sind nicht Ziel dieser Mitteilung.

Ziel des vorliegenden Berichtes ist vielmehr ein Beitrag zu der Frage, ob die so charakteristischen "Kreis- mulden" nur auf den engeren Bereich der Inselgruppe Ramree und Cheduba beschränkt sind, oder ob sie auch in der näheren oder weiteren Umgebung dieses Archipels angetroffen werden können. Darüber hinaus sollte auch erstmals eine genauere geologische Interpretationskarte des zentralen Abschnittes des Arakan-Küstenbereiches erstellt werden.

Zu dieser Frage gibt es u.W. bisher nur die Angabe von BRUNNSCHWEILER (1964: 158 f), daß diese Strukturen südlich Lat. $19^{\circ}30'N$ einsetzen und die Mitteilung von FAY LAIN & WIN MAW (1971: 37), daß sich vergleichbare Synklinal-Strukturen weiter südlich bis in den Küstenabschnitt zwischen Taungup und Andrew Bay finden (vgl. Abb. 1). Ob sich vergleichbare Strukturen auch weiter östlich oder nordöstlich der Inselgruppe Ramree und Cheduba im näheren Vorland der Arakan Yoma bzw. in den Arakan Yoma selbst finden, wurde bisher nicht diskutiert.

Die vorliegende Arbeit wurde durch die geologischen Aufnahmen auf den Inseln Ramree und Cheduba erst möglich. Den folgenden Herren und Institutionen möchte ich besonderen Dank sagen:

Die Anregung zu dieser Bearbeitung gab Prof. Dr. F. Bender (BGR/Hannover), der diese Untersuchungen auch weiterhin förderte; Herr Dr. D. Bannert (BGR/Hannover) half in organisatorischen und wissenschaftlichen Fragen mit Rat und Tat; Herr Dr. S. Ritzkowski (Universität Göttingen) schuf durch seine Bearbeitung der Lithologie und Stratigraphie von Ramree und Cheduba eine wesentliche Voraussetzung; die Myanma Oil Corporation/Rangoon ermöglichte durch die Entsendung der fieldparty 11 (1975/76) erst die Geländearbeiten auf diesen Inseln. U Tin Myint, Leiter dieser fieldparty, sowie seinen Assistenten U Tin Ngwe, U Ho Kyi und U Zaw Winn danke ich für Unterstützung und Hilfe. Die Auswertung der Luftbilder und die Geländearbeiten auf Ramree und Cheduba wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft/Bonn dankenswerterweise finanziell unterstützt. Für

die Anfertigung der Textabbildungen danken wir Frau Ing.(grad.) für Landkartentechnik Marita Hein.

1.2 Arbeitsmethode

Die hier vorgelegten Beobachtungen basieren außerhalb des Bereiches der Inselgruppe Ramree und Cheduba nahezu ausschließlich auf den Ergebnissen der Interpretation von Teilbereichen zweier LANDSAT-Szenen. Nur für das Areal der Combermere Bay und ihrer allernächsten Umgebung konnte außerdem eine Interpretation von Schwarz-Weiß Senkrechtluftbildern, die etwa den Maßstab 1:20.000 aufweisen, durchgeführt werden.

Zur Auswertung gelangten Ausschnitte aus zwei LANDSAT-1-Szenen: für den südlichen Abschnitt des Kartenblattes ein Teil der Szene E-1551-03355-701 (MSS 7) vom 25.1.1974 und für die Bereiche nördlich der Combermere Bay ein Teil der Szene E-1551-03352-601 (MSS 6) ebenfalls vom 25.1.1974. Es handelt sich um rein visuelle Interpretationen, die im Maßstab 1:250.000 angefertigt wurden. Dazu wurden photographische Vergrößerungen auf Film- und Papiermaterial angefertigt, die mit klarem Astralon abgedeckt wurden, auf dem mit anlösenden Tuschen ausgewertet wurde.

Es wurde angestrebt, die während der Bearbeitung von Ramree und Cheduba (HELMCKE & RITZKOWSKI, Manuskript) erarbeiteten Vorstellungen zur Stratigraphie und Strukturgeschichte auch auf die außerhalb dieser Inselgruppe liegenden Bereiche zu übertragen. Im Wesentlichen besteht die Inselgruppe Ramree und Cheduba aus einer mächtigen Flysch-Folge, die während der Zeitspanne Eozän bis mittleres Miozän abgelagert wurde. Ein morphologisch besonders markantes Schichtglied dieser Folge ist "Yechangi-Turbidit-Formation". Die Flysch-Folge wird von einer Molasse-Folge überlagert, die im oberen Miozän entstand. Zwischen Flysch- und Molasse-Folge ist eine Winkeldiskordanz ausgebildet.

1.3 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Interpretation sind auf der beigegeführten geologischen Interpretationskarte 1:250.000 des zentralen Arakan-Küstenbereiches der Union von Burma dargestellt, so daß hier nur eine kurze Diskussion dieser Kartendarstellung erforderlich ist.

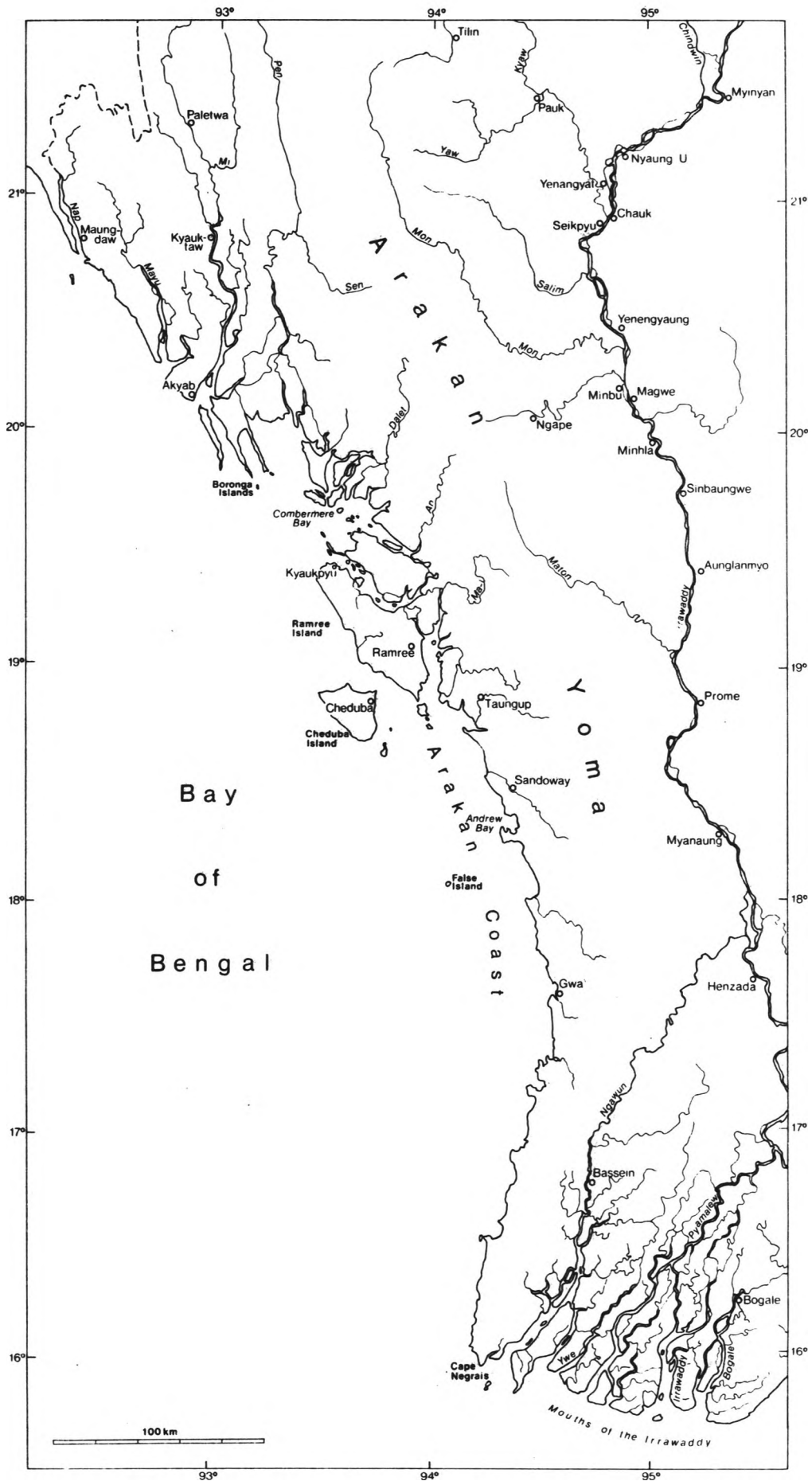
Die Karte zeigt die deutliche Gliederung des dargestellten Bereiches in zwei Zonen, die durch eine etwa NNW-SSE verlaufende Grenze getrennt sind.

Der nordöstliche Abschnitt des bearbeiteten Gebietes wird noch durch einen Ausschnitt aus den Arakan Yoma i.e.S. eingenommen, der Bereich zwischen den Arakan Yoma i.e.S. und der Bay of Bangal zeigt einen typischen Ausschnitt des Arakan Küstenbereiches.

Der nordöstliche Abschnitt des Kartenblattes, der als Ausschnitt aus den Arakan Yoma i.e.S. interpretiert wurde, zeichnet sich - im Gegensatz zu dem Ausschnitt aus dem Arakan-Küstenbereich - durch eine recht lebhaft Morphologie aus, die im Kartenbild durch das untergelegte Satellitenbild gut wiedergegeben wird. Da die Arakan Yoma vorwiegend aus kretazischen bis alttertiären Flysch-Folgen aufgebaut werden (vgl. Geologische Karte der Union von Burma 1:1 Millionen, 1977), muß davon ausgegangen werden, daß auch der dargestellte Abschnitt dieses Gebirges von diesen Serien aufgebaut wird. Auch die Textur der Bilder muß in diese Richtung gedeutet werden. Es sei darauf hingewiesen, daß die als "Arakan-Flysch" bezeichnete Einheit nicht als rein kretazisch aufgefaßt werden kann, es ist vielmehr wahrscheinlich, daß diese Einheit zumindest zum Teil alttertiäres Alter besitzt. Eine Untergliederung der Flysch-Folgen der Arakan Yoma allein auf Grund der Bildinterpretation erscheint nicht möglich.

Im dargestellten Ausschnitt der Arakan Yoma i.e.S. können in mehreren Teilbereichen mit relativ hoher Sicherheit mehr oder weniger gut definierte Faltenstrukturen erkannt werden. Die auffälligsten finden sich einerseits an der Nordbegrenzung des Blattes nördlich des Kabainggun Rivers und andererseits vorwiegend im Bereich des An Chaung zwischen den Ortschaften Teikmaw und Chinbokchaung. Die vorherrschende Streichrichtung ist in diesem gesamten Bereich jedoch NNW-SSE; mittelsteiles bis steiles Einfallen erscheint auf Grund der Satellitenbilddauswertung wahrscheinlich. Eindeutige "Kreismulden" können in diesem Teilbereich der Arakan Yoma i.e.S. jedoch nicht erkannt werden. Charakteristisch sind ca. NW-SE bzw. SSW-NNE streichende Photolineationen, die durch Klüfte und Störungen verursacht sind. Größere Bedeutung hat davon allerdings nur eine ca. NNW-SSE verlaufende Störung. In einem Satellitenbild-Mosaik, welches den gesamten mittleren Abschnitt der Arakan Yoma zeigt, kann darüberhinaus wahrscheinlich gemacht werden, daß im Bereich des An Chaung eine

Abb. 1: Der zentrale und südliche Abschnitt der Arakan Yoma und des Arakan-Küstenareals



weit durchstreichende, im Kartenbereich nicht deutlich definierte Störungszone, die NNE-SSW verläuft, angenommen werden muß.

Die Grenzziehung zwischen Arakan Flysch und den Gesteinen des Arakan-Küstenareales ist bereichsweise wenig abgesichert und stellt wohl nur eine erste grobe Annäherung an die in der Natur sicher viel komplizierteren Verhältnisse dar. Die Festlegung der Grenze wurde vorwiegend auf Grund der Änderung in der morphologischen Situation getroffen. Der spekulative Charakter der Grenzziehung wird im Bereich östlich der Ortschaft Tandin noch dadurch betont, daß hier offensichtlich die interpretierte Streichrichtung der Sedimente die interpretierte Grenze in einem spitzen Winkel schneidet.

Die Einstufung der Gesteinsserien der Arakan-Küstenregion außerhalb des durch die Inseln Ramree und Cheduba eingenommenen Arealen beruht auf Analogieschlüssen zu den aus Ramree und Cheduba bekannten Verhältnissen (HELMCKE & RITZKOWSKI, Manuskript).

Als "Eocene - Middle Miocene, undifferentiated" wurden die Areale gekennzeichnet, die in den LANDSAT-Aufnahmen (bzw. im Bereich der Combermere Bay auch in den Luftbildern) durch eine relativ gering geliederte Morphologie ausgezeichnet sind und im Allgemeinen den Eindruck vermitteln, daß sie von recht weichen Gesteinsserien aufgebaut werden. In diesen Bereichen ist die Streichrichtung oft auch nur schemenhaft zu erkennen.

Als "Oligocene (Yechangi-Turbidite-Formation)" wurden die Bereiche bezeichnet, die aus mächtigen Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen aufgebaut sind, deutlich die Streichrichtung zeigen und im Deformationsbild sich mit Arealen vergleichen lassen, die auf Ramree aus Gesteinen dieser Serie aufgebaut werden. Hier können Verwechslungen mit "Middle-Upper Eocene (Made Kyun-Turbidite-Formation)" nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Ein etwa NNW-SSE streichender Gesteinszug im nördlichen Abschnitt des Kartenblattes, der aus Sandsteinen aufgebaut ist, wurde als "Upper Miocene, Sandstone" angesprochen, da er über mehr als 50 Kilometer recht streng diese Streichrichtung aufweist und keine Andeutung von "Kreismulden" zeigt.

Weite Abschnitte der landfesten Teile des Arakan-Küstenbereiches werden von quartären Sedimenten aufgebaut. Vorwiegend handelt es sich hierbei um Mangroven-Sümpfe.

Im Bereich zwischen den Arakan Yoma i.e.S. und der Inselgruppe Ramree und Cheduba können in mehreren Teilgebieten Synklinalen nachgewiesen bzw. wahrscheinlich gemacht werden, die einen mehr oder weniger deutlich ausgeprägten runden Umriß aufweisen.

Die größte derartige Struktur findet sich nördlich des Thanzit Rivers und besitzt eine ovale Gestalt mit einer Längserstreckung in NE-SW Richtung von annähernd 30 Kilometern und einer Breite von ca. 12 Kilometern. Das nordöstliche und südwestliche Abschluß dieser Synklinalen ist in der Morphologie deutlich abgebildet, die nordwestliche und südöstliche Flanke der Mulde ist ebenso wie das Zentrum der Mulde gänzlich von Quartär verhüllt.

Es erscheint möglich, daß durch streichende Störungen sowohl an der südöstlichen als auch an der nordwestlichen Muldenflanke die Turbidit-Folge der Mulde weitgehend abgesichert ist.

Wenig westlich dieser Mulde findet sich eine zweite Muldenstruktur, die ebenfalls eine in NE-SW Richtung streichende Längsachse aufweist. Sie zeigt jedoch einen erheblich stärker gestörten Internbau. Zwischen beiden Synklinalstrukturen muß eine Antiklinale gefordert werden, die jedoch so stark gestört ist, daß sie lokal nahezu unterdrückt und durch eine Störung ersetzt ist.

Die meist ovale Gestalt aufweisenden Muldenstrukturen östlich und nördlich Kyaukpyu am Nordende der Insel Ramree wurden bereits bei HELMCKE & RITZKOWSKI (Manuskript) beschrieben und sollen deshalb hier nicht näher diskutiert werden.

Einen nahezu idealen kreisförmigen Umriß zeigt die kleine Synklinalen, die die Insel Naungdaw Kyun im Bereich der Combermere Bay aufbaut. Sie wird aus zwei sandsteinreichen Flyschpaketen gebildet, die durch eine tonreichere Folge getrennt sind. (Abb. 2).

Auch andere kleinere Inseln in der Combermere Bay zeigen Hinweise auf Synklinalstrukturen, die ovale Formen besitzen mögen (Abb. 3). Andere kleinere Strukturen sind aber nur eindeutig durch Auswertung von Luftbildern zu erfassen; eine Deutung ist aber nicht ohne Zweifel immer möglich (Abb. 4).

Nördlich der Combermere Bay findet sich dann je eine größere Brachysynklinalen auf der Insel Kyunthaya und auf der nördlich davon gelegenen größeren Insel westlich des Kun Chaung.

Im Grenzbereich des Arakan-Küstenareales zu den Arakan Yoma i.e.Y., der in der Satellitenbild-Interpretation als "Eocene-Middle Miocene, undifferentiated" ausgeschieden ist, können einige Synklinalstrukturen mit

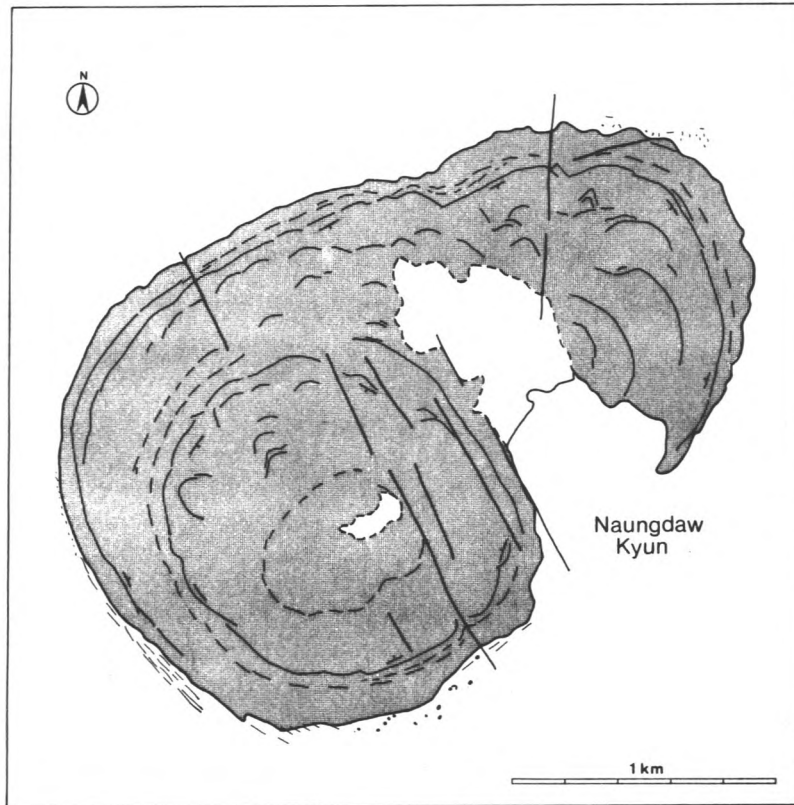


Abb. 2: Luftbildinterpretation der Insel Naungdaw Kyun im Bereich der Combermere Bay, die durch eine Synklinale mit nahezu idealem kreisförmigen Umriß aufgebaut ist (mit Raster hinterlegt: mit Dschungel bestandene Berge, weiß: quartäre Schwemmbenen und Küstenplattformen).

rundlichem bis ovalem Umriß auskartiert werden, die z.T. gewisse strukturelle Komplikationen aufweisen. Im Gegensatz zu der Mehrzahl der bisher erwähnten Strukturen überschreiten sie allerdings eine maximale Längserstreckung von 10 Kilometern nicht. Sie finden sich insbesondere in den Bereichen östlich und nördlich der Ortschaft Zindaw, nördlich der Ortschaft Myeni und südlich der Ortschaft Chetpauk. "Kreismulden" reichen hier also bis an den Fuß der Arakan Yoma i.e.S.

In dem hier beschriebenen Bereich des Arakan-Küstenareals konnten auf den LANDSAT-Aufnahmen nur wenige Lineationen, die auf Störungen bzw. Klüfte zurückzuführen sind, mit ausreichender Sicherheit erkannt und auskartiert werden. Die NE-SW Richtung scheint dabei zu dominieren.

Die Darstellung der geologischen Verhältnisse im Bereich der Inselgruppe Ramree und Cheduba stimmt im Großen und Ganzen mit der bei HELMCKE & RITZKOWSKI (1978) dargestellten Situation überein. Die ergänzende Interpretation der LANDSAT-Szene ermöglichte es, einige Photolineationen, die durch Störungen verursacht sein werden, hinzuzufügen; vorherrschende Richtung ist wiederum NE-SW. Im Süden der Insel Ramree wurde der Verlauf einiger geologischer Grenzen überarbeitet; dies führt zu einem etwas abweichenden Bild.

Nördlich des dargestellten Kartenausschnittes konnten - außer einer fraglichen Struktur im Alluvialgebiet östlich Akyab - auf den LANDSAT-Szenen keine "Kreismulden" mehr erkannt werden. Hier herrschen NNW-SSE streichende Faltelemente, die von BRUNNSCHWEILER (1964) als "Boronga Island type" bezeichnet wurden. Nach Nordosten und Osten finden sich "Kreismulden" - wie oben dargestellt - bis an den Fuß der Arakan Yoma i.e.S. Die Angabe von FAY LAIN & WIN MAW (1971), daß die südliche Grenze der Verbreitung von "Kreismulden" zwischen Taungup und Andrew Bay anzunehmen ist, muß wohl ebenfalls revidiert werden: auf der LANDSAT-Aufnahme sind Strukturen, die Teilen von Brachysynklinalen entsprechen werden, noch bis ca. 50 Kilometer südlich der Andrew Bay zu erkennen.

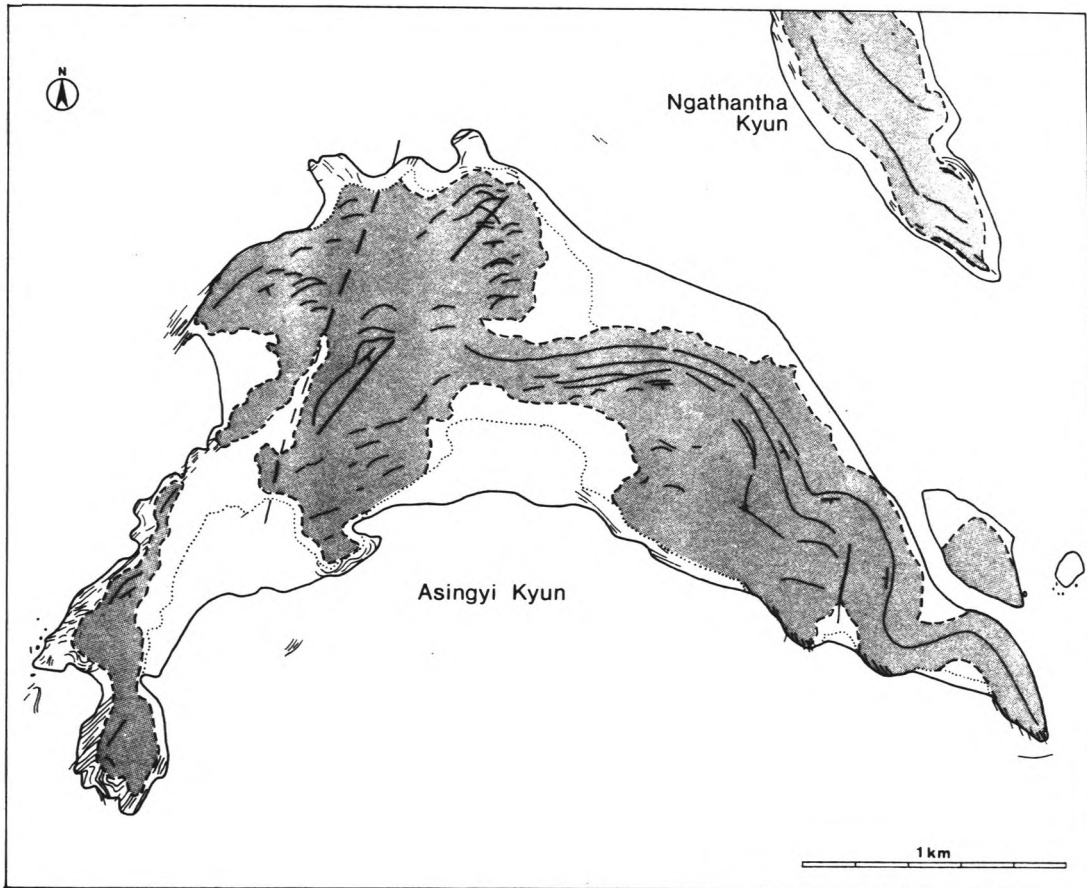


Bild 3: Luftbildinterpretation der Insel Asingyi Kyun im Bereich der Combermere Bay; es handelt sich wohl um einen Ausschnitt aus einer ovalen oder kreisförmigen Synklinale.

2. DIE KARTOGRAPHISCHE DARSTELLUNG

2.1 Generalisierungsgrad

Ein einfacher, leicht faßbarer und einprägsamer Ausdruck ist die wichtigste Qualität aller Landkarten, die in der Lehre oder in der allgemeinen Unterrichtung über die Grenzen eines bestimmten Faches hinaus funktionieren sollen. Sie dürfen vergrößern, generalisieren, im Detail "ungenau" sein, wenn nur der graphische Hauptakzent, der Kern der Aussage mit hinreichender Sicherheit die richtige Richtung trifft.

Ganz anders bei Karten wie der hier vorgelegten geologischen Karte des Central Arakan, die in erster Linie Forschungszwecken dienen, Forschungsergebnisse vorstellen und ein Anknüpfen weiterführender Untersuchungen ermöglichen sollen. Hier fällt es nicht nur schwer, ein zunächst mit besonderem Aufwand erkundetes Detail nun der Prägnanz eines Gesamteindrucks zu opfern; wichtiger ist der gebotene Verzicht auf jede graphische Manipulation, die unbedingte Treue der Wiedergabe in den Grenzen des Kartenmaßstabes, um die Verwendung und Beachtung in nachfolgenden Arbeiten zu erleichtern. Ungeachtet einiger zorniger Rezensenten muß soviel Prä-

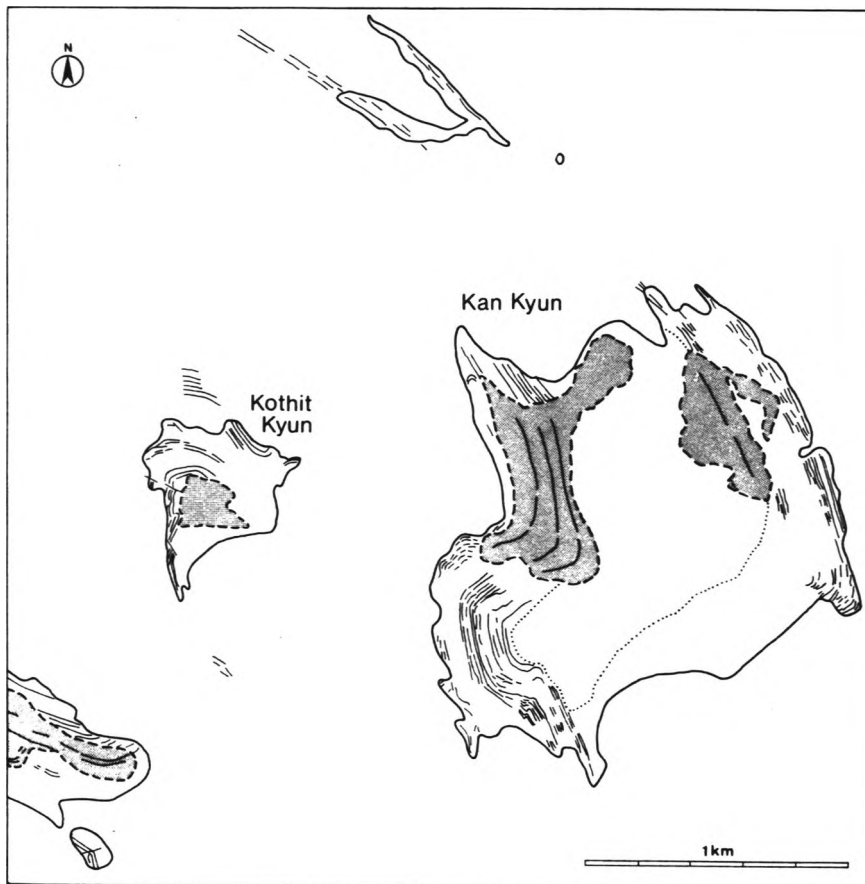


Abb. 4: Luftbildinterpretation der Inseln Kan Kyun und Kothit Kyun im Bereich der Combermere Bay. Insbesondere im Bereich der z.Zt. der Aufnahme freiliegenden Küstenplattform (Ebbe) können im Luftbild oft komplizierte Strukturen erkannt werden, deren Deutung jedoch offenbleiben muß.

zision wie möglich gewahrt bleiben, auch dann, wenn an einigen kompliziert strukturierten Stellen die Lesbarkeit beeinträchtigt wird und eine Auswertung nur noch dem Sachverständigen gelingt. Für andere Benutzer ist diese Darstellung ohnehin nicht bestimmt.

Bei der Karte des Central Arakan Coastal Area haben wir nicht nur versucht, das Interpretationsergebnis ohne Einschränkung wiederzugeben sondern auch das Satellitenbild selbst, die Basis der geologischen Interpretation in die Darstellung einbezogen. Damit wird eine Orientierungshilfe geboten, wie sie in Gebieten ohne verfügbare Topographische Karten auf andere Weise kaum besser erreicht werden kann, gleichzeitig aber auch das Interpretationsverfahren bis zu einem gewissen Grad offengelegt.

Solche Kombinationen wurden schon mehrfach an anderer Stelle erprobt, bisher jedoch überwiegend mit dem unerfreulichen Nebeneffekt, daß eine aufgedruckte Bildmodulation im kräftigen geologischen Kolorit nicht wirksam wurde oder aber bei intensiverer Druckfarbe des Satellitenbildes die Unterscheidbarkeit der geologischen Farben verloren ging. Ein gewisser Fortschritt in der Lösung dieses Überlagerungsproblems wurde mit einer verbesserten Rastertechnik erzielt (LIST & PÖHLMANN 1976).

2.2 Rastertechnik

Mit der vorgelegten Karte wird die Reihe der rastertechnischen Entwicklungsarbeiten an der TFH Berlin fortgesetzt. Grundlage bleibt auch weiterhin die schon seit mehr als zehn Jahren bewährte und nach DIN 16 601 aufgebaute Standardrasterkombination, wie sie in der Arbeit von C. HERRMANN (1972) oder in der 1972 als Studie an der TFH Berlin entstandenen Geologischen Karte der südlichen Klostertaler Alpen (HELMCKE 1974) einge-

setzt wurde.

In diese Rasterkombination, die bisher allein zur Herstellung des geologischen Kolorits im Dreifarben-
druck diente, wurde jetzt auch die Bildmodulation integriert. Im Band A5 dieser Schriftenreihe (ALWASHE 1978)
liegen bereits die 1977 von R. Fode und G. Storbeck an der TFH Berlin bearbeiteten Versuche einer Kombination
von Luftbildmodulation und geologischem Kolorit im Dreifarbedruck vor. In der geologischen Interpretations-
karte des Central Arakan haben wir nun versucht, auch das wesentlich feingliedrigere und heterogene Satelli-
tenbild in das Dreifarben-Rastersystem einzufügen, so daß die ganze Karte mit nur sechs Druckfarben herge-
stellt werden konnte.

2.3 Farbgebung

Ein erheblicher Nachteil der Dreifarben-Rasterkombination besteht darin, daß einzelne Farbnuancen nicht
mehr individuell abgestimmt werden können: der Drucker kann weder eine persönliche Lieblingsfarbe nachmischen,
noch einen als unsympathisch empfundenen Farbton verändern. Nur geologische Sachinformation, kein Farbver-
gnügen kann systematisch entwickelt werden. Wir bewerten diesen Nachteil weniger hoch, erscheinen doch in
der mit dem Bergbau verbundenen Disziplin viele Karten, deren Farbgebung an eine Gestaltung mit dem Hammer
erinnert und die deshalb ein kultiviertes Farbempfinden einigermaßen strapazieren, gleichzeitig aber ihren
Zweck erfüllen, da sie die geologischen Einheiten in optimaler Unterscheidbarkeit differenzieren.

Um den Forschungsgegenstand und nicht eine Farborgie in den Vordergrund der Wahrnehmung zu rücken, haben
wir auf kräftige Vollfarben verzichtet. Spannung und Lebendigkeit des Ausdruckes soll hier durch den Kontrast
von gebrochenen und klaren Farben erzielt werden.

Der Kartenausschnitt wird durch eine NW-SE-Diagonale beherrscht: zwischen der großen und kompakten Zone
des Arakan-Flysch im NE und der Meeresfläche im SW erstreckt sich die durch eine Vielzahl von Inseln und
Meeresbuchten aufgelöste und höchst unübersichtliche Zone der detaillierten geologischen Information. Der äu-
ßere, am stärksten mit dem Meer verzahnte Küstensaum zeigt im Satellitenbild auch noch eine sehr kontrastrei-
che und völlig unregelmäßige Zeichnung, die die Unübersichtlichkeit dieses Raumes weiter verstärkt.

In traditioneller Farbgebung, mit lichtblauem Holzän und hellblauen Meeresflächen ergibt sich unter die-
sen Umständen ein Bildeindruck, der mit der Meldung "Land unter" treffend charakterisiert werden könnte und
auch einem orts- und sachkundigen Spezialisten nicht mehr zugemutet werden sollte. Wir haben die erforder-
liche Bildberuhigung mit einer stark gebrochenen Meeresfarbe herbeigeführt; auf diese Weise wird die Holozän-
Zone trotz Auflösung und LANDSAT-Modulation im Zusammenhang sichtbar. Jenseits der Bildachse erscheint als
Äquivalent der grauen Meeresfläche der oliv abgesetzte Arakan-Flysch, dessen nur entfernt an Grün erinnernde
Farbe anzeigt, daß er neben kretazischen auch alttertiären Alters sein kann.

Die geologische Interpretationskarte Central Arakan wurde als Studie im Rahmen der Abschlußarbeiten des
kartographischen Ingenieurstudiums an der Technischen Fachhochschule Berlin von K. Ries und S. Täubert in
gewissenhafter Kleinarbeit gestaltet und hergestellt. Wie alle an der Technischen Fachhochschule Berlin be-
arbeiteten geologischen Karten wurde auch diese Karte nicht angedruckt. Mit den eingesparten Mitteln soll
die nächste Studie in Angriff genommen werden.

Inzwischen sind wir für Korrekturhinweise und Anregungen dankbar.

3. LITERATURVERZEICHNIS

- ALWASHE, M. (1978): Luftbild- und Satellitenbild-Interpretation des lithologischen und tektonischen Baues
im nördlichen Tibesti-Gebirge (Ehi Mèché und Tirenno), Tschad.- mit zwei von G. Stor-
beck und R. Fode 1977 an der TFH Berlin hergestellten geologischen Interpretations-
karten 1:100.000, Berl. geowiss. Abh. (A), 5, 110 S., Berlin
- BANNERT, D., HELMCKE, D. & RITZKOWSKI, S. (1978): Final Report on the Geology of Ramree and Cheduba Islands
(Arakan Coast).- 70 S., Hannover (BGR).- (Unveröffentlicht).
- BRUNNSCHWEILER, R.O. (1964): On the Geology of the Indoburman Ranges.- J. Geol. Soc. Austral., 13, 139-194
- FAY LAIN & WIN MAW (1971): The circular synclinal structures of Ramree and Cheduba (Manaung) Islands.-
Union of Burma J. Sci. Technol., 4, 31-37, Rangoon

- HELMCKE, D. (1974): Geologie der südlichen Klostertaler Alpen.- mit einer von M. Gorka, W. Kayser und D.-H. Linke 1972 an der TFH Berlin hergestellten Karte 1:25.000.- *Geologica et Palaeontologica*, 8, 131-147, Marburg
- HELMCKE, D. & RITZKOWSKI, S. (1978): Inselgruppe Ramree und Cheduba - Arakan-Küste/Union von Burma - Geologie/Photogeologie.- 3 Kte. 1:100.000, Berlin (TFH).- (Unveröffentlicht)
- " (1980): Geology of Ramree and Cheduba Islands (Arakan Coast/Union of Burma).- unveröffentlichtes Manuskript
- HERRMANN, C. (1972): Studie zu einer naturähnlichen topographischen Karte 1:500.000.- 59 S., Zürich, Diss. Univ. Zürich
- JARDINE, G.D.- (1935): Geology of part of Ramree Island - Arakan.- Report G.D.J. 20, MOC, Rangoon.- (Unveröffentlicht)
- LEHNER, E. (1939): West of Boronga Island and Ramree Island.- Letter E.L. 4, MOC, Rangoon.- (Unveröffentlicht)
- LIST, F.K. & PÜHLMANN, G. (1976): Geologische Interpretationskarte des Tibesti 1:1.000.000 - Beispiel für eine thematische Auswertung von Landsat-1-Bildern.- *Z. dt. geol. Ges.*, 127, 485-498, Hannover
- LIST, F.K., HELMCKE, D., MEISSNER, B., PÜHLMANN, G. & ROLAND, N.W. (1978): Geologische Interpretation des Tibesti nach Aufnahmen von LANDSAT-1 (Republik Tschad).- Erläuterungen zur Karte Tibesti 1:1.000.000.- mit einer von J. Breitsprecher, F.J. Diefenbach, R. Knödel und W. Stoll 197 an der TFH Berlin hergestellten geologischen Interpretationskarte 1:1.000.000.- *Bildmessung u. Luftbildwesen*, 4/1978, 139-145, Karlsruhe
- STONELY, R. (1974): Evolution of the Continental Margins bounding a former Southern Tethys.- 889-903.- In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. Eds.: *The Geology of Continental Margins*.- 1009 S., (Springer), Berlin.

VULKANISMUS UND GEOTEKTONIK AM NORDWESTLICHEN KONTINENTALRAND
DER U.S.A. (OREGON UND WASHINGTON)

von

J. LOESCHKE⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Zusammenhänge zwischen Vulkanismus, Geotektonik und Krustenstruktur lassen sich in eindrucksvoller Weise am nordwestlichen Kontinentalrand der U.S.A. untersuchen. Die ältesten Vulkanite der Küsten-Kordillere sind paläozän-eozäne ozeanische Basalte, die dem Kontinentalrand in jüngster Zeit durch Einengungs- und Hebungs Vorgänge angegliedert wurden. Sie stellen tertiären Pazifik-Boden dar. Die Vulkanite der Kaskaden variieren in ihrer Zusammensetzung zwischen Basalten, Andesiten, Daziten und Rhyolithen. Sie sind wahrscheinlich über einer nach Osten abtauchenden Subduktionszone durch Aufschmelzungs- und Differentiationsprozesse seit dem Eozän entstanden. Der Columbia River Basalt ist ein typischer kontinentaler Plateau-Basalt, der an bis in den Erdmantel reichenden fiederspaltentartigen Reißfugen im Miozän gefördert wurde. Die geochemischen Verteilungsmuster der Haupt- und Spurenelemente dieser Vulkanit-Typen spiegeln die geotektonische Position und die jeweiligen Bildungsbedingungen wieder. Das Krustenwachstum vollzieht sich durch die Wechselwirkung sedimentärer, tektonischer und magmatischer Vorgänge an der Grenze zwischen nordamerikanischer und pazifischer Platte.

ABSTRACT

Relations between volcanism, geotectonics and crustal structure can be studied in detail along the northwestern continental margin of the U.S.A. The oldest volcanic rocks of the Coast Range are oceanic basalts of Paleocene/Eocene age. They represent fragments of Tertiary Pacific ocean floor and were recently incorporated into the continental margin by compression and uplift. The volcanic rocks of the Cascades are basalts, andesites, dacites and rhyolites of Eocene to Quaternary age. They probably originated above an eastward dipping subduction zone by melting and differentiation processes. The Columbia River basalt is a typical continental flood basalt which poured out of many fissures during a period of crustal extension in the Miocene, tapping different magma reservoirs in the mantle. The geochemical distribution patterns of major and trace elements of these volcanic rocks reflect their geotectonic positions and their modes of origin. Crustal growth results from interrelations of sedimentary, tectonic and magmatic processes at the boundary between the North American and Pacific plate.

⁺ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Jörg Loeschke, Institut für Geologie und Paläontologie,
74 Tübingen, Sigwartstr. 10

RESUME

Les relations entre le volcanisme, la géotectonique et la structure de l'écorce terrestre peuvent être étudiées en détail le long de la bordure continentale nord-occidentale des Etats-Unis d'Amérique. Les plus anciennes roches volcaniques de la cordillère marginale sont des basaltes océaniques d'âge paléocène-éocène. Ces roches représentent des fragments du sol tertiaire de l'océan Pacifique, qui ont été incorporés récemment au bord continental par des événements de compression et d'élévation. Les roches volcaniques des cascades sont des basaltes, des andésites, des dacites et des rhyolites d'âge allant de l'éocène au quaternaire. Elles ont été formées probablement par l'intermédiaire de processus de liquéfaction et de différenciation au dessus d'une zone de subduction plongeant vers l'est. Le basalte du Columbia River est un basalte de plateau continental typique, qui s'est épanché au miocène le long de multiples fissures, qui étaient en relation avec le manteau terrestre. La distribution géochimique des éléments majeurs et des éléments trace de ces types de roches volcaniques reflète leur position géotectonique et leur mode d'origine. La croissance de l'écorce terrestre résulte de l'interaction de processus sédimentaires, tectoniques et magmatique à la limite entre la plaque de l'Amérique du Nord et la plaque Pacifique.

1. EINLEITUNG

Die Aufklärung der Zusammenhänge zwischen Vulkanismus, Geotektonik und Krustenstruktur ist ein grundlegendes Problem, welches bei Fragen der Geosynklinalbildung, der Orogenese und des Krustenwachstums eine entscheidende Rolle spielt. Ein hervorragendes Beispiel, um diese Zusammenhänge zu studieren, findet sich am nordwestlichen Kontinentalrand der U.S.A. in Oregon und Washington. Dort kommen tertiäre bis quartäre Vulkanite in unterschiedlichen geotektonischen Positionen vor. Ihre Entstehung läßt sich aus geotektonischen Prozessen ableiten und ihre geochemische Zusammensetzung spiegelt die jeweiligen Bildungsbedingungen wieder. Die vorliegende Arbeit stellt den Versuch dar, die geochemisch-petrographische Variationsbreite dieser Vulkanite in Abhängigkeit vom geotektonischen Bildungsraum und der Krustenunterlage zu diskutieren, um daraus eventuell weitere Anhaltspunkte für die komplexen Bildungsbedingungen paläozoischer Geosynklinalmagmatite zu gewinnen.

Auf Abbildung 1 ist erkennbar, daß dem nordwestlichen Kontinentalrand der U.S.A. ein mittelozeanischer Rücken vorgelagert ist und daß die Bewegungen einer kleinen ozeanischen Platte, der Juan de Fuca Platte, auf den nordamerikanischen Kontinent hin gerichtet sind. Parallel dem Kontinentalrand und diesem unmittelbar westlich vorgelagert verläuft eventuell eine Subduktionszone. Auf dem Kontinent treten Vulkanite einerseits in der Küstenkordillere auf. Diese Vulkanite stellen ozeanische Basalte dar, die dem Kontinent in jüngster Zeit durch Einengungs- und Hebungsvorgänge angegliedert worden sind. Andererseits verläuft weiter östlich in einem Nord-Süd-Gürtel die Vulkankette der Kaskaden, die typische Vulkanite eines aktiven Kontinentalrandes führt, welche eventuell Ausdruck von Aufschmelzungsvorgängen an einer nach Osten abtauchenden Lithosphärenplatte sind. Im östlichen Oregon und Washington finden sich die Basalte des Columbia-River-Plateaus. Diese Basalte sind wahrscheinlich an fiederspaltentartigen Reißfugen im Inneren des Kontinentes aufgedrungen und stellen typische kontinentale Plateau-Basalte dar (WATERS 1955, WISE 1963, MCBIRNEY 1968, ATWATER 1970, LOESCHKE 1979).

Auf dem schematischen Profil der Abbildung 2 ist zu sehen, daß die ozeanische Krustenlage 2 der Juan de Fuca Platte nach Osten hin abtaucht und daß Einengungsbewegungen innerhalb des schmalen Schelfes und Kontinentalhanges stattgefunden haben. Beide Fakten sind durch Bohrungen und seismische Daten belegt (KULM & FOWLER 1974, SEELY et al. 1974). Eine Tiefseerinne ist nicht vorhanden. Diese ist wahrscheinlich durch turbiditische Sedimente, die vom Kontinentalrand geliefert wurden, zugeschüttet worden. Ob eine Subduktionszone vorhanden ist oder nicht, geht aus den bisher vorliegenden seismischen Daten nicht eindeutig hervor. Jedenfalls ist keine klare, nach Osten abtauchende Benioff-Zone bekannt (TOBIN & SYKES 1968). Die kontinentale Kruste nimmt von Westen nach Osten an Dicke zu und die Bouguer-Anomalien zeigen im Bereich der Küsten-Kordillere einen Schwereüberschuß, sonst negative Werte (THIRUVATHUKAL et al. 1970).

Im folgenden werden die einzelnen Vulkanite und deren geotektonische Bedeutung näher behandelt, wobei ich mich auf die Basalte und Andesite in Oregon beschränke.

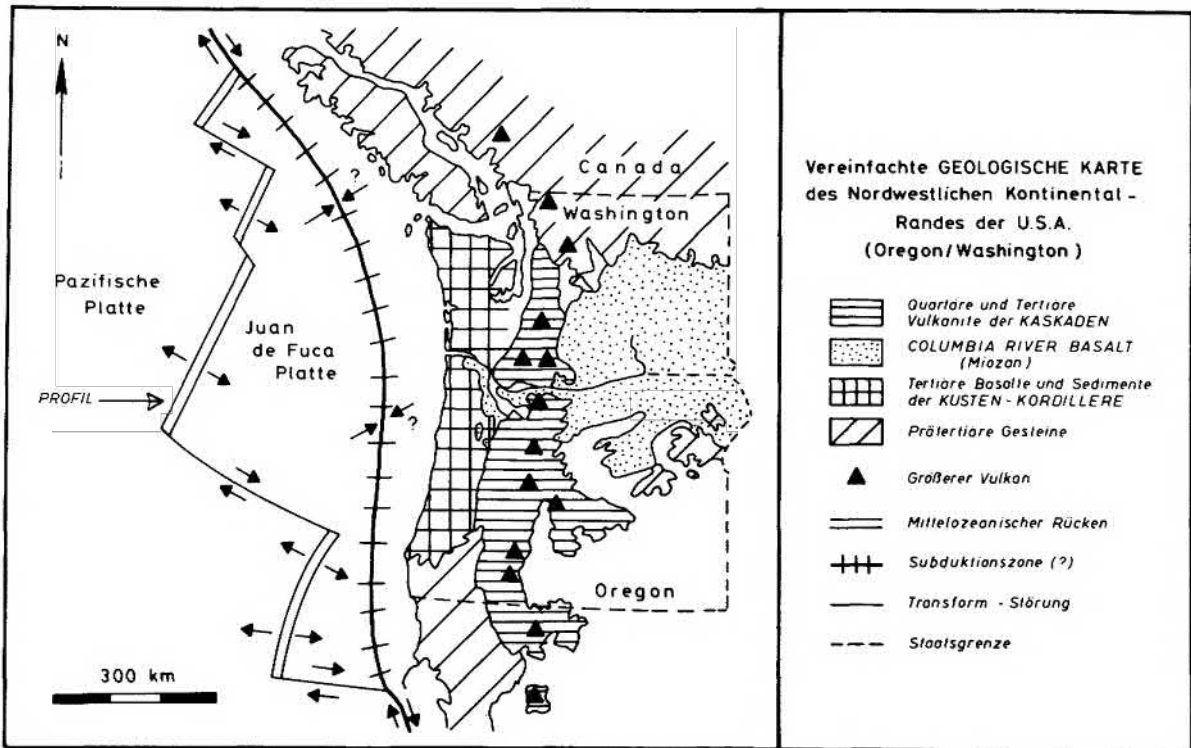


Abb. I: Vereinfachte geologische Karte des nordwestlichen Kontinentalrandes der U.S.A. (Oregon/Washington) nach MCBIRNEY (1968) und ATWATER (1970)

2. VULKANISMUS

Die vulkanischen Bildungen in Oregon bedingen in vielen Fällen die Landschaftsformen. Die Küsten-Kordillere ist ein dicht bewaldetes hügeliges Bergland, welches bis etwa 1400 m Höhe ansteigt. Die Gesteine sind wegen des gemäßigt-warmen Klimas und der häufigen Niederschläge tiefst-gründig verwittert. Gute Aufschlüsse finden sich nur an der Küste oder an frischen Straßenanrissen und Steinbrüchen. Nach Osten zu bildet das Willamette-Valley, welches mit quartären Sedimenten verfüllt ist, die Grenze zu den östlich anschließenden Kaskaden. Die Kaskaden steigen bis über 3000 m an und sind von rezenten Basalt- und Andesit-Vulkanen gekrönt, die eine wichtige Wetterscheide darstellen, da an ihnen die von Westen kommenden Niederschläge abregnen. Nach Osten schließt sich eine semiaride Plateau-Landschaft an, die zwischen 1000 und 3000 m Höhe erreicht. Das Landschaftsbild wird dort von Plateau-Laven und einzelnen Vulkan-Kegeleln geprägt.

2.1 Basalte der Küsten-Kordillere

Die Basalte der Küsten-Kordillere wurden in letzter Zeit eingehend untersucht (SNAVELY et al. 1968, LOESCHKE 1979). Die ältesten Basalte sind paläozän-eozänen Alters. Obwohl auch noch jüngere Basalte in der Küsten-Kordillere weit verbreitet sind, werden hier nur diese ältesten Basalte behandelt. Sie werden von ca. 3000 m mächtigen Pillowlaven und Lagergängen aufgebaut, ihre Unterlage ist unbekannt. Der Mineralbestand besteht aus basischem Plagioklas, Augit und manchmal etwas Olivin. Die chemische Zusammensetzung zeigt ganz klare Ähnlichkeiten mit ozeanischen Basalten, das heißt, daß die Streubreite der einzelnen Hauptelemente sehr

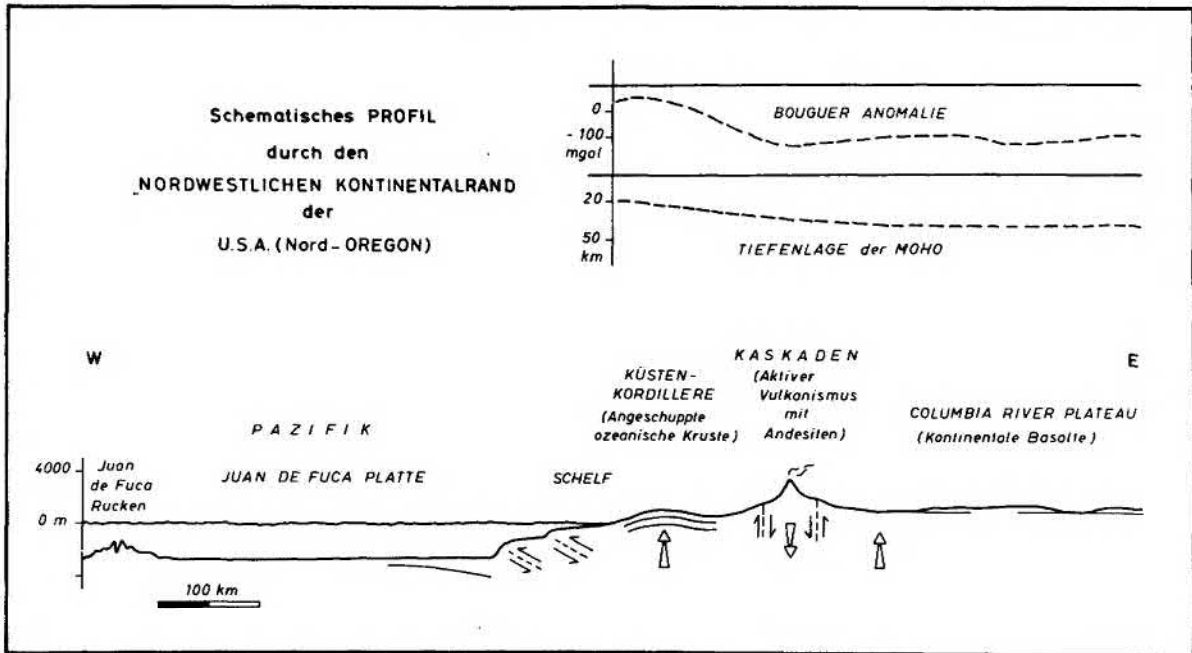


Abb. 2: Schematische Profil durch den nordwestlichen Kontinentalrand der U.S.A.(Nord-Oregon) zusammengestellt nach THIRUVATHUKAL (1970), KULM & FOWLER (1974), SEELY et al. (1974) und FYFE & MCBIRNEY (1975).

gering ist und daß die Kalium- und Rubidium-Werte außerordentlich niedrig liegen. Es ist eine sehr homogene Gesteinsgruppe, intermediäre und saure Glieder fehlen. In Abbildung 3 fallen die K_2O -, TiO_2 - und P_2O_5 -Werte in das Feld ozeanischer Basalte. Auftretende hydrothermale Veränderungen des primären Mineralbestandes und der primären chemischen Zusammensetzung lassen sich auf die bekannten Wechselwirkungen zwischen ozeanischen Basalten und Meerwasser zurückführen (COLEMAN 1977). Die Pillowlaven werden von turbiditischen Sedimenten überlagert, die in den unteren Teilen vulkanische Aufarbeitungsprodukte des Untergrundes, in den oberen Teilen Kristallin-Fragmente und Flachwasserbildungen mit sich führen, die vom nahe gelegenen Kontinentalrand herkommen. Die Bildungstiefe dieser Turbidite wird von KULM & FOWLER (1974) mit 1500 bis 2000 m angegeben. Allem Anschein nach stellen diese Basalte tertiären Pazifik-Boden dar (ozeanische Krustenlage 2), der von Turbiditen überschüttet und später dem Kontinent angegliedert worden ist. Die dazu notwendige Hebung kann einerseits auf die heute beobachtbaren Einengungsvorgänge am Kontinentalhang und Schelf zurückgeführt werden (Abb. 2). Andererseits kann diese Hebung zusätzlich darin begründet sein, daß die nach Osten eventuell abtauchende ozeanische Kruste in der Tiefe entwässert wird und die Minerale Talk, Serpentin, Hornblende und Muskovit instabil werden, so daß der über der abtauchenden ozeanischen Kruste liegende Mantel hydratisiert wird und sich somit volumemäßig ausdehnt, woraus die Hebung der Küsten-Kordillere resultiert (FYFE & MCBIRNEY 1975). Die Korrelation zwischen der gehobenen Küsten-Kordillere und den experimentell nachvollziehbaren Vorgängen, die sich in der Tiefe unter der Küsten-Kordillere und den experimentell nachvollziehbaren Vorgängen, die sich in der Tiefe unter der Küsten-Kordillere abspielen können, ist jedenfalls auffällig. Die positiven Bouguer-Anomalien im Bereich der Küsten-Kordillere (Abb. 2) deuten zusätzlich darauf hin, daß schweres basaltisches bis ultrabasisches Material in geringer Tiefe vorhanden sein muß, was ebenfalls eine Abscherung und Hebung ozeanischer Kruste erforderlich machen würde.

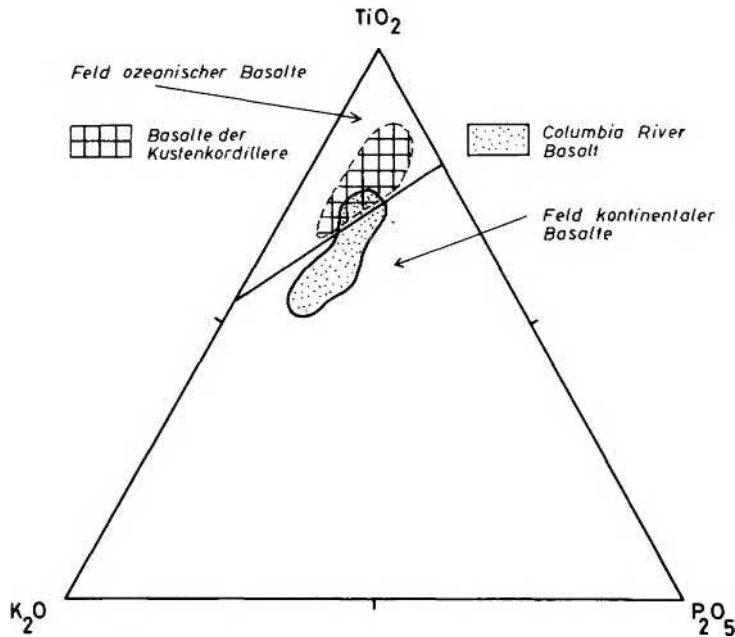


Abb. 3: $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ Diagramm nach PEARCE et al. (1975) für Basalte der Küsten-Kordillere Oregons (32 Analysen) und Basalte des Columbia River Plateaus (36 Analysen).

Da die Turbidite in 1500 bis 2000 m Tiefe abgelagert worden sind und heute auf etwa 1300 m Höhe liegen, ergibt sich eine Hebung von ca. 3000 m seit dem Eozän. Die Angliederung der Küsten-Kordillere an den Kontinent ist wohl ein typischer Vorgang des Krustenwachstums. Die Abfolge der Pillowlaven und der darüberliegenden Turbidite erinnert sehr stark an eugeosynklinale Abfolgen paläozoischer und mesozoisch-känozoischer Orogene in Europa.

2.2 Basalte und Andesite der Kaskaden

Die Gesteine der Kaskaden sind in zahlreichen Veröffentlichungen beschrieben worden (THAYER 1937, PECK et al. 1964, MCBIRNEY 1968, 1978 und andere). Aus diesen Arbeiten geht hervor, daß es umso schwieriger wird, eine zusammenfassende Übersicht über den Vulkanismus der Kaskaden zu geben, je eingehender die Untersuchungen an den verschiedenen alten Lavaströmen durchgeführt werden. Die vulkanische Aktivität begann im Eozän und hält bis heute an. Sie verlief in dieser Zeitspanne ausgesprochen episodisch, so daß sich Perioden intensiver Förderung von solchen geringerer Aktivität deutlich unterscheiden lassen. Auch die chemische Zusammensetzung der gefördert Laven variierte im Laufe der Zeit sehr stark, so daß es zur Zeit noch nicht möglich ist, generelle Entwicklungstrends anzugeben. Auch die Zusammenhänge zwischen den Spreadingraten im Pazifik und dem Ablauf des Vulkanismus in den Kaskaden ist nicht so klar wie es ein einfaches Subduktionsmodell erfordern würde. Dagegen steht eindeutig fest, daß die Laven der Kaskaden aus dem oberen Mantel stammen und kaum von alter sialischer Kruste kontaminiert sein können, da die Strontium-Isotopen-Daten sehr niedrig liegen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.703 bis 0.704). Wahrscheinlich ist die Heterogenität der Laven darauf zurückzuführen, daß sie im oberen Mantel entstanden, auf ihrem Weg nach oben zunächst an der Basis der Lithosphäre aufgehalten wurden und danach kleine Magmakammern unterhalb der einzelnen Vulkane bildeten, wodurch die Möglichkeit einer weitreichenden Differenziation unter verschiedenen Druck-Temperatur-Bedingungen gegeben war (MCBIRNEY 1978).

Meine Untersuchungen beziehen sich auf die basischsten Laven der Kaskaden, weil ein Vergleich nur zwischen diesen und den Basalten der Küsten-Kordillere bzw. des Columbia-River-Plateaus sinnvoll ist (LOESCHKE, im Druck). Die Ergebnisse der chemischen Analysen zeigen, daß die basischsten Vulkanite der Kaskaden in ihrer Zusammensetzung zwischen Basalten und Andesiten schwanken (48% - 62% SiO_2 , Abb. 4) und somit wesentlich heterogener als die Basalte der Küsten-Kordillere zusammengesetzt sind. Echte Basalte mit einer Farbzahl größer

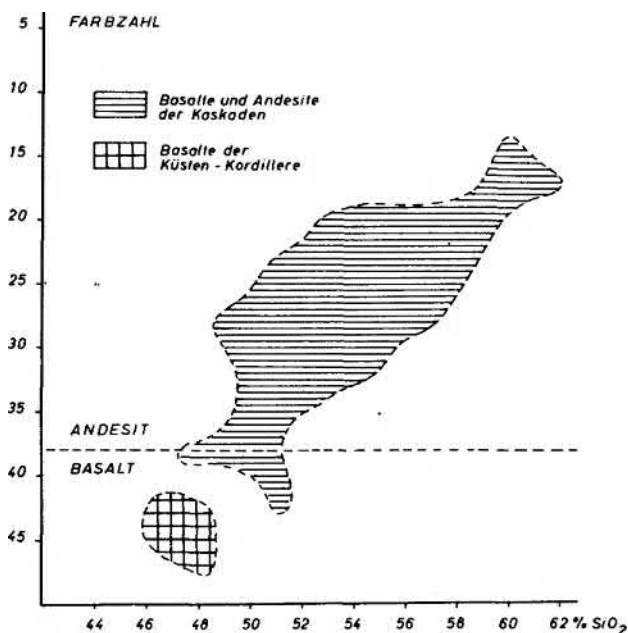


Abb. 4: Farbzahl gegen Gewichtsprozent SiO_2 für Basalte der Küsten-Kordillere Oregons (32 Analysen) und Basalte sowie Andesite der Kaskaden (99 Analysen).

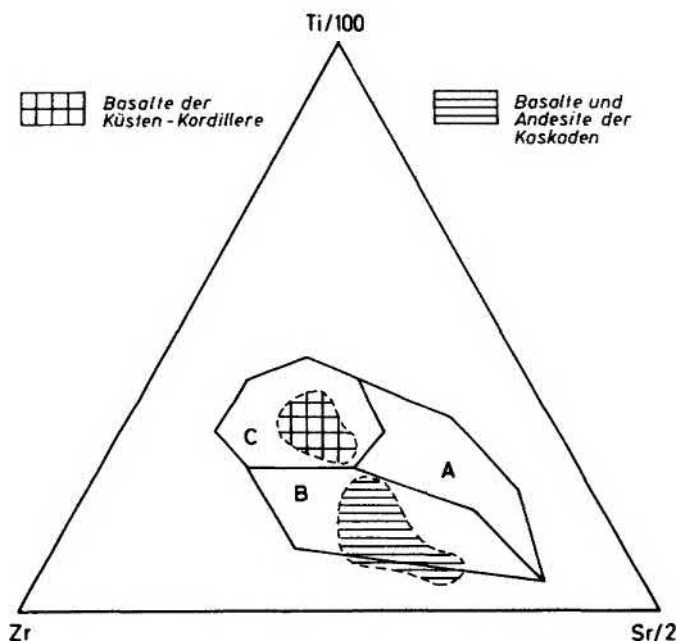


Abb. 5: $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - \text{Sr}/2$ Diagramm nach PEARCE & CANN (1970) für Basalte der Küsten-Kordillere Oregons (32 Analysen) und Basalte sowie Andesite der Kaskaden (44 Analysen, $\text{CaO} + \text{MgO}$ zwischen 12% und 20%). Feld A: Tholeiite von Inselbögen mit niedrigen K-Gehalten, Feld B: Kalk-Alkali Basalte von Inselbögen, Feld C: Ozeanische Basalte.

als 38 sind selten, und die durchschnittliche Zusammensetzung ähnelt derjenigen von basaltischen Andesiten ($54\% \text{SiO}_2$). Auch bei den Spurenelementen Ti, Zr und Sr (Abb. 5) ergeben sich deutliche Unterschiede zu den Basalten der Küsten-Kordillere. Während die Basalte der Küsten-Kordillere in Abbildung 5 in das Feld ozeanischer Basalte fallen (Feld C), liegen die entsprechenden Analysen-Werte der Kaskaden im Feld von Kalk-Alkali-Basalten von Inselbögen (Feld B). Die Unterschiede sind so deutlich, daß nur völlig unterschiedliche Bildungsbedingungen für diese beiden Vulkanitgruppen in Frage kommen. Im folgenden sollen weitere Anhaltspunkte für die Entstehung der Kaskaden diskutiert werden.

Die andesitische Zusammensetzung der untersuchten Vulkanite liefert dafür zunächst wichtige Argumente. Andesite können auf verschiedene Weise entstehen, sie sind auch nicht ausschließlich an Subduktionszonen geknüpft, sondern können auch im Inneren von Kontinenten auftreten (BOETTCHER 1973, MCBIRNEY 1978). Andesitische Schmelzen können auf Kontaminationsvorgänge, Anatexis sialischer Kruste, fraktionierte Kristallisations-differentiation oder Anatexis von Mantel- und Krustenmaterial über Subduktionszonen zurückgeführt werden. Dabei scheiden die Möglichkeiten der Kontamination und Anatexis sialischer Kruste für die Andesite der Kaskaden wegen der niedrigen Strontium-Isotopen-Daten aus. Die beiden anderen Entstehungsweisen sind für die Kaskaden prinzipiell möglich, wobei die Anatexis von Mantel- und Krustenmaterial an einer Subduktionszone das zur Zeit favorisierte, wenn auch nicht einzig mögliche Modell, ist (FYFE & MCBIRNEY 1975). Eine Subduktionszone läßt sich im Pazifik westlich von Oregon nicht unmittelbar geophysikalisch nachweisen. Es ist aber auffällig, daß die jungen Vulkankegel der Kaskaden dem Kontinentalrand gerade in dem Bereich aufgesetzt sind, in welchem parallel zum Kontinentalrand die geforderte Subduktionszone verlaufen soll (Abb. 1). Nördlich und südlich davon fehlen die jungen Vulkankegel. Dort verlaufen Transformstörungen parallel dem Kontinentalrand. Geophysikalisch läßt sich zwar keine Benioff-Zone nachweisen, es ist aber aufgrund des Erdbebens vom Puget-Sound (Washington), welches sich 1965 in 58 km Tiefe ereignete, immerhin bekannt, daß eine mit 50° nach Osten eintauchende starre Platte in der Tiefe vorhanden ist. Diese Platte zeigt hohe Geschwindigkeiten seismischer Wellen und legt das Abtauchen einer pazifischen ozeanischen Krustenplatte unter den Kontinent nahe (MCKENZIE & JULIAN 1971). Die Bouguer-Anomalien und der Verlauf der Moho-Fläche (Abb. 2) deuten darauf hin, daß die Kruste unter den Kaskaden dicker und leichter ist als in der Küsten-Kordillere. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, daß der Kruste andesitische Schmelzen in großer Menge aus dem Mantel durch Aufschmelzungsvorgänge an einer nach Osten abtauchenden Lithosphärenplatte zugeführt worden sind, wodurch die Kruste an Dicke zunahm. Gleichzeitig brach das Vulkangebäude über den entleerten, tiefer liegenden Magma-Kammern ein, so daß sich ein tektonischer Graben im Bereich der Kaskaden bilden konnte (Abb. 2, FYFE & MCBIRNEY 1975).

Die paläogeographische Entwicklung in Oregon zeigt, daß die jetzige Anordnung der aktiven jungen Vulkane nicht als typisch für die Vergangenheit angesehen werden kann. Andesitischer Vulkanismus war während des Tertiärs nicht nur auf einen dem Kontinentalrand parallel verlaufenden Nord-Süd-Gürtel beschränkt, sondern ereignete sich in einem weiten Bereich, der zeitweise auch das östliche Oregon umfaßte (MCBIRNEY 1978). Es läßt sich aber nachweisen, daß die Vulkankette der Kaskaden seit dem Miozän an Höhe gewann und ab dem Pliozän als Wetterscheide fungierte, so daß die östlichen Teile Oregons allmählich ein trockeneres Klima erhielten (BALDWIN 1976). Der heute so auffallende Nord-Süd-Gürtel der Kaskaden ist demnach erst eine ganz junge Erscheinung und somit kein Argument für eine seit dem Eozän bestehende Subduktionszone.

Die Existenz der geforderten Subduktionszone wird deshalb von verschiedenen Autoren unterschiedlich beurteilt, sie läßt sich aber nicht so ohne weiteres von der Hand weisen.

2.3 Columbia River Basalt

Der Columbia River Basalt ist ein typischer kontinentaler Plateau-Basalt, der im Miozän Oregon und Washington überflutete und ein vorhandenes Relief unter sich begrub (Abb. 1). Die einzelnen Lavaströme können bis 30 m mächtig und bis mehrere 100 km lang werden. Insgesamt erreichen diese Laven eine Mächtigkeit von 600 bis 1600 m. Zahlreiche Autoren haben nachgewiesen, daß sich der Columbia River Basalt in mehrere verschieden alte und chemisch unterschiedliche Lavatypen untergliedern läßt (WATERS 1961, OSAWA & GOLES 1969, WRIGHT et al. 1973, NATHAN & FRUCHTER 1974 und andere). Es sind vor allem zwei Typen, der Picture Gorge Typ und der Yakima Typ. Sie wurden an verschiedenen Stellen gefördert und unterscheiden sich sowohl in der Haupt- als auch in der Spurenelementführung. Insbesondere die Spurenelemente sind dazu geeignet, eine "geochemische Stratigraphie" durchzuführen und die etwa 180.000 km^3 fassende Masse des Columbia River Basaltes zu unter-

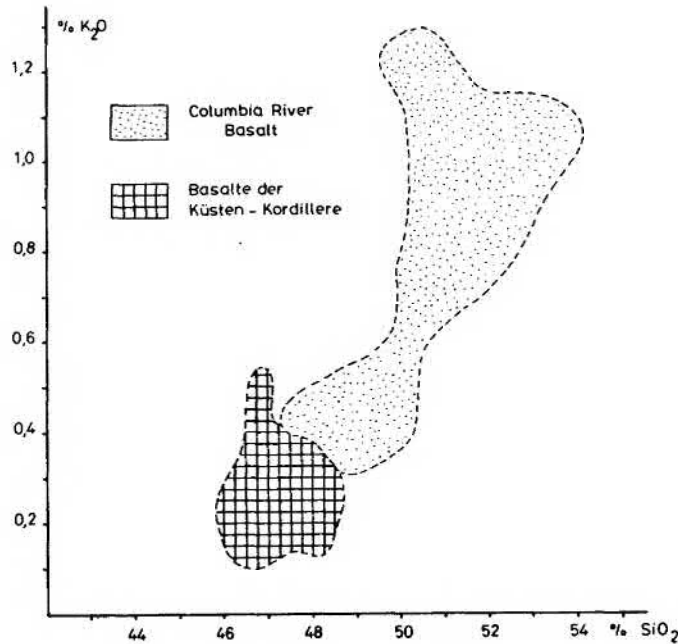


Abb. 6: Gewichtsprozent K_2O gegen Gewichtsprozent SiO_2 für Basalte der Küsten-Kordillere Oregons (32 Analysen) und Basalte des Columbia-River-Plateaus (Monument Dike-Schwarm, Picture Gorge Typ, Yakima Typ, 36 Analysen).

gliedern. In manchen Fällen ist es möglich, einzelne Lavatypen bestimmten Gängen zuzuordnen, die als Förder= spalten dienten (FRUCHTER & BALDWIN 1975).

Meine Untersuchungen dazu haben vor allem das Ziel, Vergleiche mit den ozeanischen Basalten der Küsten-Kordillere Oregons durchzuführen, um aufzuzeigen, welche geochemischen Unterschiede zwischen kontinentalen und ozeanischen Basalten bestehen. Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, erste Ergebnisse werden hier mitgeteilt. Abbildung 3 zeigt, daß die meisten TiO_2 -, K_2O - und P_2O_5 -Werte des Columbia River Basaltes in das Feld kontinentaler Basalte fallen, daß aber einige Analysen hinsichtlich dieser Elemente den ozeanischen Basalten ähneln. Diese Analysen stammen von Gängen des Monument Dike-Schwarms. Auch einige Analysen vom Picture Gorge Typ liegen an der Grenze zum Feld ozeanischer Basalte. Diese beiden Basalt-Typen sind in ihrer Zusammensetzung vor allem durch niedrige K_2O -Werte ausgezeichnet und haben deshalb eine "primitivere" Zusammensetzung als die Basalte des Yakima Typs. Aus Abbildung 6 geht hervor, daß die ozeanischen Basalte der Küsten-Kordillere und die "primitiven" Basalte des Columbia River Plateaus hinsichtlich ihrer K_2O - und SiO_2 -Werte nahe beieinander liegen, daß aber bei der Betrachtung sämtlicher Basalt-Typen des Columbia River Plateaus doch deutliche Unterschiede zu den ozeanischen Basalten der Küsten-Kordillere hervortreten. Die kontinentalen Basalte des Columbia River Plateaus sind wesentlich heterogener als die ozeanischen Basalte der Küsten-Kordillere und häufig K_2O - und SiO_2 -reicher. Auch die begleitenden Sedimente sind selbstverständlich unterschiedlich ausgebildet, dagegen treten Pillowlaven in beiden Basaltgruppen auf. Der Columbia River Basalt ist an mehreren Stellen in Seen und Flüsse geflossen, wobei sich Pillowlaven bilden konnten.

Die petrogenetischen Überlegungen zur Erklärung der Variationsbreite des Columbia River Basaltes befinden sich noch in den Anfängen. Wahrscheinlich stammen die Laven aus zumindest zwei unterschiedlichen Magmenherden im oberen Mantel. Sie sind wohl nicht durch einfache Kristallisations-Differentiation aus einem hypothetischen einheitlichen Magma entstanden (WATERS 1961, WRIGHT et al. 1973).

3. GEOTEKTONIK

In Abbildung 7 ist die plattentektonische Situation in Anlehnung an ATWATER (1970) wiedergegeben. Wenn man sich die Pazifische Platte als fest verankert vorstellt, die Juan de Fuca Platte senkrecht zu dem Juan

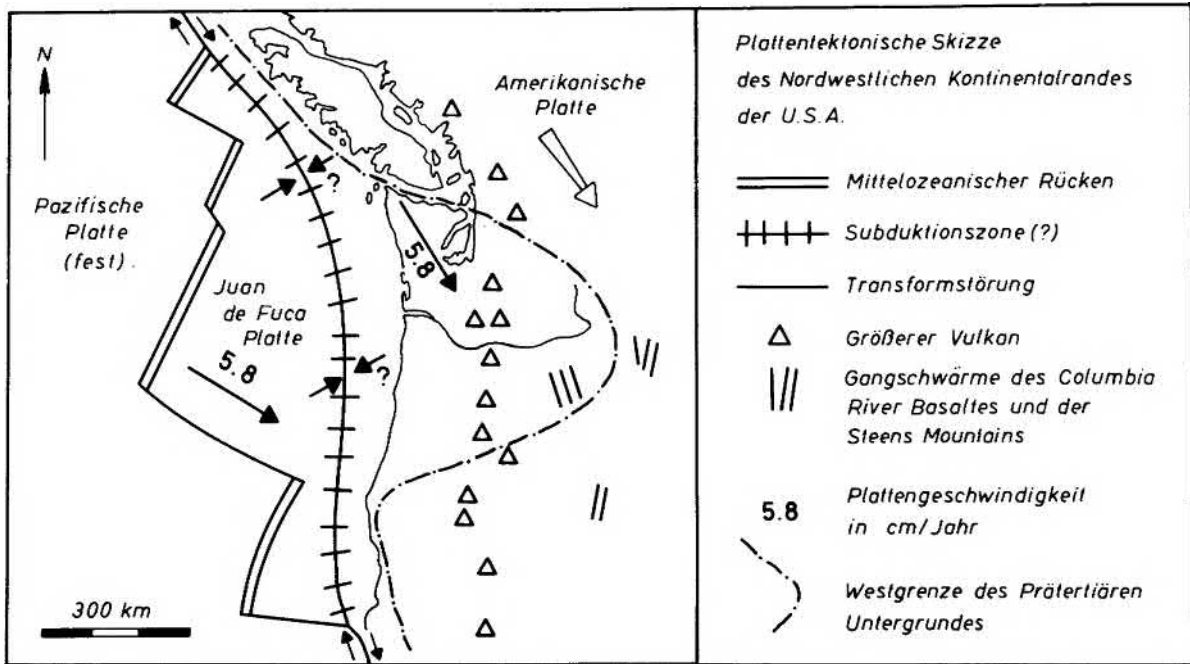


Abb. 7: Plattentektonische Skizze des Nordwestlichen Kontinentalrandes der U.S.A. nach WISE (1963), MCBIRNEY (1968) und ATWATER (1970).

de Fuca Rücken mit 5.8 cm/Jahr nach ESE und die Nordamerikanische Platte mit 5.8 cm/Jahr nach SE wandern läßt, dann ergibt sich an der geforderten Subduktionszone eine schräge Einengung in nordöstlicher Richtung mit einem Betrag von 2.5 cm/Jahr.

Die heutige Subduktionszone wäre durch die Kette größerer Andesit-Vulkane an der Erdoberfläche dokumentiert, und der Mangel an häufigen Erdbeben an dieser Subduktionszone könnte damit erklärt werden, daß die Juan de Fuca Platte noch sehr jung und somit nicht besonders dick und kalt ist, so daß sich deshalb nicht so viele Erdbeben bei dem Abtauchen dieser Platte unter den Kontinent ereignen würden (ATWATER 1970).

Die Vulkane der Kaskaden liegen teils auf prätertiärem teils auf jüngerem Untergrund. Kontinentale Kruste würde dort, wo der prätertiäre Untergrund fehlt, durch mehrere Vorgänge geschaffen. Einmal würden turbiditische Sedimente, die vom Kontinentalrand geliefert und auf der Juan de Fuca Platte abgelagert werden, durch die entsprechenden Plattenbewegungen am Kontinentalhang und Schelf eingeeignet und übereinandergestapelt (KULM & FOWLER 1974). Ozeanische Kruste würde während der Subduktion teilweise abgeschert, übereinandergeschoben und durch die Hydratation und Volumenexpansion des über der Subduktionszone liegenden Mantels gehoben, so daß sich die Küsten-Kordillere bilden kann. Weiter im Osten würden andesitische Schmelzen, die an der Subduktionszone in größerer Tiefe entstehen, erstmals der wahrscheinlich zunächst ozeanischen Kruste zugeführt, so daß die Kruste dort dicker würde und allmählich "kontinentalisiert" würde. Der gesamte prätertiäre Untergrund würde durch die Relativbewegungen zwischen der Pazifischen und der Nordamerikanischen Platte z-förmig verbogen (WISE 1963). Durch diese Verbiegung treten NNW, N und NNE verlaufende fiederspaltentartige Reißfugen auf, die bis in den oberen Mantel reichen, so daß dort die Laven des Columbia River Basaltes gefördert werden können. Die Reißfugen wären durch die Anordnung der Gangschwärme dokumentiert.

Hinzu käme im Bereich des Columbia River Plateaus eventuell eine Aufheizung und ein Aufdringen eines Mantel-Diapirs im Sinne eines Back-Arc-Spreadings, welches die nördliche Fortsetzung der Vorgänge in der Basin and Range Provinz darstellen würde (SCHOLZ et al. 1971). Dort könnte in Zukunft durch weitere Förderung basaltischer Laven eine Ozeanisierung ehemals kontinentaler Kruste stattfinden, so daß sich der frisch geschaffene Kontinentalrand abspalten und in einen Inselbogen verwandeln könnte - in ähnlicher Weise, wie das von

Japan bekannt ist. Kontinentale Kruste würde somit durch magmatische, sedimentäre und tektonische Vorgänge an der Grenze Kontinent-Ozean geschaffen und eventuell auch wieder zerstört. Daß diese Überlegungen nicht völlig hypothetisch sind, zeigt die paläogeographische Entwicklung des westlichen Kontinentalrandes der USA seit dem Präkambrium (KING 1978). Der Nordamerikanische Kontinentalrand ist durch die Wechselwirkung zwischen dem Kanadischen Schild und dem Pazifischen Ozean während des Phanerozoikums entstanden. Zahlreiche Orogenesen, Inselbogenstadien und Reste ozeanischer Kruste sind dort nachgewiesen, die plattentektonische Aktivitäten seit dem Präkambrium belegen. Die Fortsetzung dieser Vorgänge ist am heutigen Kontinentalrand Oregons in ein=drucksvoller Weise zu sehen und im einzelnen dort zu studieren. Einen Ausschnitt daraus zeigen die vorge=legten Untersuchungen, die die Zusammenhänge zwischen Magmatismus, Geotektonik und Krustenwachstum belegen und eventuell auch für entsprechende Untersuchungen im Paläozoikum Europas von Nutzen sein können.

4. LITERATURVERZEICHNIS

- ATWATER, T. (1970): Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 3513-3536
- BALDWIN, E. (1976): *Geology of Oregon*.- 147 S., Dubuque/Iowa
- BOETTCHER, A. (1973): Volcanism and orogenic belts.- the origin of andesites.- *Tectonophysics*, 17, 223-240
- COLEMAN, R. (1977): *Ophiolites*.- 229 S., Berlin
- FRUCHTER, J. & BALDWIN, S. (1975): Correlations between dikes of the Monument Swarm, Central Oregon, and Picture Gorge basalt flows.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 514-516
- FYFE, W. & MCBIRNEY, A. (1975): Subduktion and the structure of andesitic volcanic belts.- *Amer. J. Sci.*, 275-A, 285-297
- KING, Ph. (1978): Tectonics of the North American Cordillera near the fortieth parallel.- *Tectonophysics*, 47, 275-294
- KULM, L. & FOWLER, G. (1974): Oregon continental margin structure and stratigraphy: a test of the imbricate thrust model.- In: BURK, C. & DRAKE, C. (Hrsg.): *The geology of continental margins*.- S. 261-283, Berlin
- LOESCHKE, J. (1979): Basalts of Oregon (U.S.A.) and their geotectonic environment. I. Petrochemistry of Tertiary basalts of the Oregon Coast Range.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 134, 225-247
- " (im Druck): Basalts of Oregon (U.S.A.) and their geotectonic environment. II. Petrochemistry of Tertiary and Quaternary basalts and andesites of the Western and High Cascades.- *N. Jb. Miner. Abh.*
- MCBIRNEY, A. (1968): Petrochemistry of the Cascade andesitic volcanoes.- *Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull.*, 62, 101-107
- " (1978): Volcanic evolution of the Cascade Range.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, 437-456
- MCKENZIE, D. & JULIAN, B. (1971): Puget Sound, Washington, earthquake and the mantle structure beneath the Northwestern United States.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 3519-3524
- NATHAN, S. & FRUCHTER, J. (1974): Geochemical and paleomagnetic stratigraphy of the Picture Gorge and Yakima basalts (Columbia River Group) in Central Oregon.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 63-75
- OSAWA, M. & GOLES, G. (1969): Trace element abundances in Columbia River basalts.- In: GILMOUR, E. (Hrsg.): *Proceedings of the second Columbia River Basalt Symposium*.- S. 55-71, Cheney, Washington
- PEARCE, J. & CANN, J. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300
- PEARCE, T., GORMAN, B. & BIRKETT, T. (1975): The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426
- PECK, D., GRIGGS, A., SCHLICKER, H., WELLS, F. & DOLE, H. (1964): *Geology of the central and northern part of the Western Cascade Range in Oregon*.- *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 449, 56 S.
- SCHOLZ, Ch., BARAZANGI, M. & SBAR, M. (1971): Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as ensialic interarc basin.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 2979-2990

- SEELY, D., VAIL, P. & WALTON, G. (1974): Trench slope model.- In: BURK, C. & DRAKE, C. (Hrsg.): The geology of continental margins.- S. 249-260, Berlin
- SNAVELY, P., MCLEOD, N. & WAGNER, H. (1968): Tholeiitic and alkalic basalts of the Eocene Siletz River Volcanics, Oregon Coast Range.- Amer. J. Sci., 266, 454-481
- THAYER, T. (1937): Petrology of later Tertiary and Quaternary rocks of the north-central Cascade Mountains in Oregon, with notes on similar rocks in western Nevada.- Geol. Soc. Amer. Bull., 48, 1611-1651
- THIRUVATHUKAL, J., BERG, J. & HEINRICH, D. (1970): Regional gravity of Oregon.- Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 725-738
- TOBIN, D. & SYKES, L. (1968): Seismicity and tectonics of the northeast Pacific Ocean.- J. Geophys. Res., 73, 3821-3845
- WATERS, A. (1955): Volcanic rocks and the tectonic cycle.- Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 62, 703-722
- " (1961): Stratigraphic and lithologic variations in the Columbia River basalt.- Amer. J. Sci., 583-611
- WISE, D. (1963): An outrageous hypothesis for the tectonic pattern of the North American Cordillera.- Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 357-362
- WRIGHT, T., GROLIER, M. & SWANSON, D. (1973): Chemical variation related to the stratigraphy of the Columbia River basalt.- Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 371-386

DAS SCHMELZVERHALTEN VON GRANITEN UND DIORITEN
IM HYDROTHERMALEN EXPERIMENT

- Ein Beitrag zur Genese der endogenen Einschlüsse in Granitplutonen -

von

W. BOSCH[†]

AUSZUG

Endogene Einschlüsse intermediärer Eruptivgesteine sind in Granitplutonen weltweit verbreitet. In auffälliger Häufung treten sie in einigen varistischen Graniten des Schwarzwaldes auf (Granit von Oberkirch, Albtalgranit). Ihre Zusammensetzung variiert im allgemeinen von Tonalit (Quarzdiorit) bis Granodiorit, im Granit von Oberkirch treten auch Gabbro und Diorit hinzu. Die Vorkommen dieser Region lassen ein enges zeitliches (syngranitisches) Altersverhältnis zu diesen Granitplutonen erkennen. Hydrothermale Schmelzversuche im Bereich $T = 650 - 830^{\circ}$, $P_{H_2O} = P_{tot.} = 2$ kbar am Material dieser Originalgesteine zeigen, daß die physikochemischen Voraussetzungen zur Entstehung solcher Intrusionsformen in einem engen PT-Bereich gegeben sind. Nach einem neuen genetischen Konzept sind die endogenen Einschlüsse durch Intrusion basischer bis hybrider intermediärer Magmen in partiell schmelzmobilis Granit während dessen Platznahme und Konsolidierung entstanden.

ABSTRACT

Numerous endogenetic inclusions in granites constitute a series of eruptive rock types. They range in the Albtal granite (southern Black Forest, Germany) from tonalite to granodiorite, and in the Oberkirch granite (northern Black Forest, Germany) from gabbro to granodiorite in composition. In many cases they appear to be nearly syngranitic in age. The endogenetic inclusions probably represent modified basic magmas, which intruded in the partial consolidated granit during the emplacement of the latter.

Hydrothermal experiments on natural rock material from both the inclusions and the surrounding granitic host rocks indicate, that this way of origin can take place with in a small range of PT conditions during the progressive consolidation of granitic magma. Under these conditions the resistance of the included melts to a rapid assimilation in the granite is possible. Their dismemberment into isolated rounded bodies is due to the mechanical behaviour of both the partial melted granite and his endogenetic inclusions.

[†] Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Wilhelm Büsch, Institut für Mineralogie d. FU Berlin, 1000 Berlin 33, Takustr. 6

RESUME

A l'échelle mondiale des enclaves endogènes de roches éruptives intermédiaires se retrouvent au sein de massifs granitiques. Ces enclaves se manifestent par leur accumulation frappante dans quelques granites hercyniens de la Forêt-Noire (Allemagne). Elles ont une composition tonalitique à granodioritique pour le granite de l'Albtal (Forêt-Noire du Sud) et plus gabbroïque à granodioritique pour le granite d'Oberkirch (Forêt-Noire du Nord). Dans beaucoup de cas dans le monde il est possible de reconnaître leur âge plus ou moins syngénétique.

Des expériences hydrothermales avec ces enclaves et leurs roches encaissantes ont montré que ces formes d'intrusions nécessitent des conditions de température et de pression précises et peu variables ($T = 650-830^{\circ}$, $P_{H_2O} = P_{tot.} = 2 \text{ kbar}$). D'après une nouvelle conception génétique les enclaves endogènes se sont formées par l'intrusion de magmas hybrides intermédiaires à basiques dans le granite partiellement en fusion et donc mobil lors de sa mise en place et de sa consolidation.

1. EINFÜHRUNG

Dunkle, feinkörnige Einschlüsse vom Typ magmatischer Gesteine sind aus einer Vielzahl von Granitmassiven bekannt. Sie können als geradezu charakteristisch für die meisten monzogranitischen und granodioritischen Plutone sowie für viele Alkaligranite bezeichnet werden. Das Problem dieser Einschlüsse ist seit langer Zeit und mit verschiedensten Ergebnissen diskutiert worden. Nach der ersten gründlichen Bilanz zum Thema durch GROUT (1937) lassen sich die damaligen genetischen Vorstellungen in folgenden Alternativen zusammenfassen:

- a) Veränderung von sedimentären oder metamorphen Fremdgesteinen durch Umkristallisation in \pm festem Zustand im Granit
- b) Veränderung und "Dioritisierung" eines sedimentären oder metamorphen Edukts durch Schmelzmobilisation
- c) Inkorporation magmatischer Xenolithe (älteres, kristallines, basisches Fremdmagma)
- d) Inkorporation eines genetisch mit dem Granit verwandten Magmatits (basische Fazies, Segregat, Restit)

Nach Deutungsversuchen im Sinne transformistischer Hypothesen führte schließlich die Diskussion um die Granitentstehung durch anatektische Schmelzung von Krustenmaterial unterschiedlicher Zusammensetzung zu einem weiteren genetischen Konzept für die Entstehung jener "endogenen" Einschlüsse: Durch eine prägranitische Anatektis würden intermediäre paläogene Dioritmagmen gebildet, die in höhere Krustenbereiche aufstiegen und bald darauf von einem nachfolgenden Granit bis auf wenige Reste (die jetzigen Einschlüsse) assimiliert wurden (DIDIER & ROQUES 1959; WIMMENAUER 1963; DIDIER 1964). DIDIER & LAMEYRE (1969) beschrieben eine weitere Möglichkeit genetischer Verknüpfung von basisch-intermediären und granitischen Magmen: Durch Intrusion basischer Schmelzen in einen immobilen Granit könne letzteren neue Energie zugeführt werden, die zur Remobilisierung und zu weiterem Aufstieg in der Kruste führe (siehe auch BLAKE et al. 1965). Als Zeugen für einen derartigen Vorgang seien die typischen dunklen, feinkörnigen Einschlüsse anzusehen. 1978 deuten MAURY, DIDIER & LAMEYRE eben jene charakteristischen Einschlüsse als frühe Segregationen der granitischen Magmen. Einen bisher jüngsten Beitrag zum Problem der endogenen Einschlüsse lieferten J. OTTO (1971, 74) und BUSCH & OTTO (1980).

Die Untersuchungen von OTTO am Granit von Oberkirch (Nordschwarzwald) brachten einen entscheidenden neuen Anstoß zu einem genetischen Ansatz. Es konnte nämlich durch sorgfältige feldpetrologische und mikroskopische Untersuchungen an diesem Granitpluton ein direkter stofflicher und zeitlich-räumlicher Zusammenhang zwischen basischen endogenen Einschlüssen und gangförmigen Gabbrointrusionen der Umgebung nachgewiesen werden. Die Ergebnisse führten zu dem Schluß, daß basische Magmen in Form begleitender oder vorausgehender Gangintrusionen und als magmatische Einschlußschwärme genetisch mit der varistischen Granitisation und Intrusion im Schwarzwald verknüpft sind. OTTO vermutete nach Auswertung der Einschlußverteilungsmuster innerhalb des Intrusionsrahmens "daß diese Einschlußtypen in total oder partiell geschmolzenen Zustand in das Granitmagma gelangt sein können". Dabei seien sie teilweise in isolierte Portionen zerlegt und schließlich vom Granit stofflich und strukturell beeinflusst worden.

Diese Interpretation der endogenen Einschlüsse als Schmelzeinschlüsse ist jedoch trotz der ungewöhnlich

günstigen Verhältnisse im Granit von Oberkirch allein aus dem petrographischen Befund nicht schlüssig beweisbar, so daß die Vermutung OTTO's überwiegend ablehnend aufgenommen wurde. Nach dem jetzigen Stand der Kenntnis scheinen die endogenen Einschlüsse in den Graniten jedoch so etwas wie ein "Schlüsselphänomen" neben anderen für die Granitgenese darzustellen. Deshalb erschien eine Untersuchung dieser Gesteinstypen mit Methoden der experimentellen Hydrothermalschmelzung von Interesse.

Es mußte vor allem die Frage untersucht werden, ob basische bis intermediäre Einschlüsse in Form scharf begrenzter Schmelzkörper unter bestimmten PT-Bedingungen intrudierender Granitmagmen eine zeitlang ohne Durchmischung und Assimilation in einer Granitschmelze existieren können, bis die gemeinsam fortschreitende Erstarrung die Inhomogenität fixiert. Während dieser gemeinsamen Konsolidierung von Granitmagma und Einschluß müssen Temperatur- und Druck-Bedingungen gegeben sein, die nebeneinander so unterschiedliche Erstarrungsgefüge in beiden Schmelzen entstehen lassen, wie in den natürlichen Vorkommen ausnahmslos zu beobachten sind.

Experimentelle Daten zum Problem der Mischbarkeit von Magmen liegen bisher nur von H.S. YODER (1937) vor. Der Autor stellt an Hand von Beobachtungen an natürlichen vulkanischen Gläsern und vergleichbaren Experimentalschmelzen fest, daß die Durchmischung basaltischer und rhyolitischer Schmelzen unter bestimmten Bedingungen nur sehr langsam erfolgt, so daß Einschlüsse der einen in der anderen über längere Zeit als scharf begrenzte Inhomogenitäten erhalten bleiben können. YODER weist darauf hin, daß diese Feststellung für zahlreiche Fälle in der Natur von grundlegender Bedeutung ist (composite dikes, Gabbro-Pillows in Graniten, sog. Makro-"Emulsionen" von Basalt-"Tropfen" in Rhyolithen, "flow-sheets" usw.): "There can be little doubt, therefore, that two magmas of greatly contrasting composition - whether basalt (or andesite) versus rhyolite (or dacite) or alkali basalt (or hawaiiite) versus trachyte (or mugearite) - coexisted at the same locality and erupted from the same time. These magmas have retained their identity with a minimal amount of mechanical mixing or chemical diffusion ...".

Für die Mehrzahl der Fälle von dunklen, endogenen Einschlüssen in Graniten trifft die Voraussetzung der "greatly contrasted composition" dagegen nicht zu. Es handelt sich vielmehr in der Hauptsache um Einschlüsse, die in der Literatur unter dem Sammelnamen "Diorit" summiert werden, in ihrer modalen Zusammensetzung jedoch eher Tonaliten, Monoziten und Granodioriten entsprechen. Nur in wenigen Fällen erstreckt sich ihre Zusammensetzung, wie in dem hier behandelten Granit von Oberkirch, auch auf Diorite und Gabbrodiorite.

Von diesen letzteren abgesehen, enthalten fast alle Einschlüsse somit als Leukokrate Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat, letzteren in sehr unterschiedlicher Menge. Ihre modalen und normativen Zusammensetzungen liegen also innerhalb des quaternären Granitsystems.

Das Ausgangsmaterial für Schmelzversuche

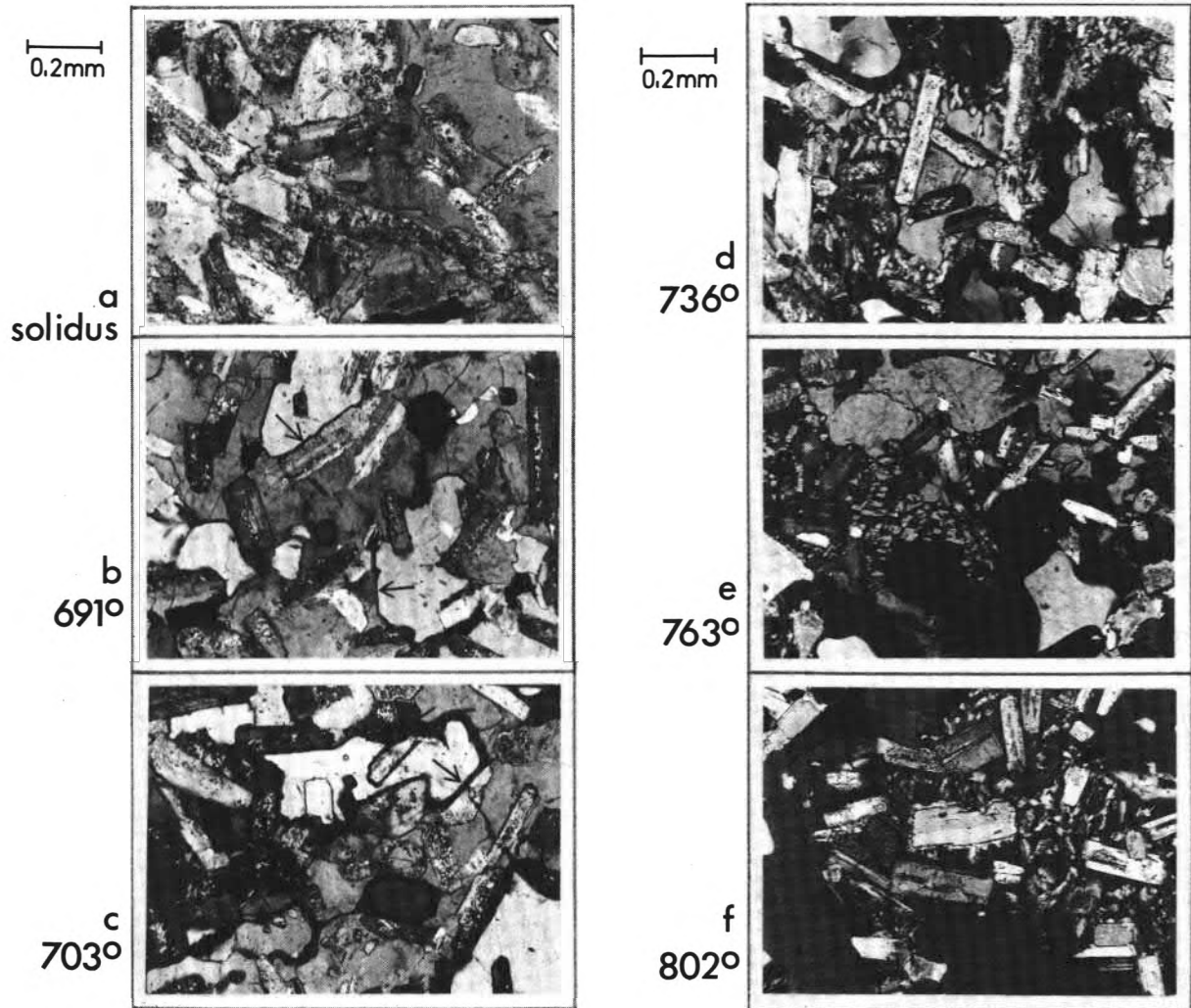
Für die Schmelzversuche wurde natürliches Gesteinsmaterial von Graniten (Pulver) des Schwarzwaldes verwendet, welches von bekannten Fundorten im Granit von Oberkirch und im Albtalgranit entnommen wurde und durch Analysen belegt ist.

1. Granit von Oberkirch und
2. tonalitischer Einschluß im Granit von Oberkirch, Stbr. Bobenholz, S Kappelrodeck. Aufsch.-Nr. 18 und Analysen G 18, E 18k bei OTTO (1971/72, 1974).
3. Gabbrodioritischer Einschluß im Granit von Oberkirch, Buseck, S Oberkirch. Aufschl. d, S. 145 und Analyse D Bus 2 bei OTTO (1974).
4. Linsenförmiger Gabbrodioritkörper im Granit von Oberkirch, Riedletal, E Offenburg. Aufschl.-Nr. 700 und Analysen bei EMMERMANN (1973).
5. Albtal-Granit, Stbr. Tiefenstein, NW Albbbruck. Analysen bei EMMERMANN (1973).
6. Granodioritische Einschlüsse im Albtal-Granit, Stbr. Tiefenstein, NW Albbbruck. Analysen bei STENGER (1977).

Die Korngröße des Ausgangsmaterials für die Schmelzversuche betrug 30 - 100 μ . Das Probenpulver wurde unter Zugabe von 15% H_2O in Goldrohre eingeschweißt.

Die bei den Schmelzversuchen verwendete gleichmäßige Körnung ermöglichte eine quantitative Phasenbestimmung durch Dünnschliff-Integration nach dem Punktzähl-Verfahren.

In einer weiteren Versuchsserie an endogenen Einschlüssen wurden Gesteinsstäbchen (20 mm x 5 mm) unter gleichen Versuchsbedingungen geschmolzen in verschiedenen Stadien die Verbreitung von Restschmelze auf dem Intergranularraum (Taf. 1, Abb. 1-6). Derartige Versuche im natürlichen Kornverband sind aber zur quantitati-



Taf. 1, Fig. 1-6: Verbreitung von Restschmelze auf dem Intergranularraum in einem Granodioriteinschluß in G_1 -Schmelzversuchs-Reihe an stabförmigen Probenkörpern (im natürlichen Kornverband). Die Ausbreitung geringer Restschmelz-Mengen auf allen Mehrphasen-Korngrenzen bestimmt das physikochemische Verhalten von endogenen Einschlüssen in teilkristallisiertem Granitmagma. Alle Versuche bei $P_{H_2O} = P_{tot} = 2$ kbar, 300 h Versuchsdauer. Pfeile weisen auf die schmalen Korngrenzschmelzen, die als isotropes Glas erstarrt sind (Nicols leicht gekreuzt).

ven Erfassung der PT-abhängigen Relation Schmelze/Summe der kristallinen Phasen ungeeignet, da keine Schmelzgleichgewichte erreicht worden sind.

Versuchsbedingungen

Die Proben wurden in stehenden Autoklaven bei möglichst kurzer Aufheiz- und Abkühlungszeit jeweils für eine Versuchsdauer von 300 h bei einem Druck von $P_{H_2O} = 2$ kbar erhitzt. Die eingestellten Versuchstemperaturen reichten vom ternären Granitminimum (685⁰; WINKLER, 1974) bis zur Dauerbelastungsgrenze der Autoklaven (830⁰). Frühere Schmelzversuche an Gesteinsstäbchen und Pulvern mit wesentlich längeren Versuchszeiten haben ergeben, daß sich die Schmelzmenge in Gesteins-Pulverpräparaten bei Versuchszeiten $t > 200$ h nur noch wenig vergrößert. Bei Versuchsbedingungen dieser Art kommt die fortschreitende Abschmelzung an den Mineralkontakten Feldspäte/Quarz mit zunehmender Verbreiterung der Schmelzräume in der SiO₂-reichen Gesteinsschmelze allmählich zum Stillstand. Die Einstellung eines Phasengleichgewichts zwischen Schmelze und den angrenzenden Mineralen wird unter den gegebenen Versuchsbedingungen nicht erreicht (JOHANNES, 1977). Bei den hier beschriebenen Schmelzversuchen kam es daher auch hauptsächlich auf die Einhaltung gleicher Schmelzbedingungen zwischen Granit und Einschlußgestein an, um die Relationen der entstandenen Schmelzanteile vergleichen zu können.

Versuchsergebnisse

Ein Vergleich der Soliduskurven (PT-Diagramm Abb. 1) von Graniten und endogenen Einschlüssen erlaubt nur eine Aussage über den Schmelzbeginn der Gesteine, nicht aber über die Mengenverhältnisse Schmelze/kristalliner Rest bei verschiedenen PT-Bedingungen oberhalb der Soliduskurven. Für das Intrusionsverhalten eines magmatischen Körpers ist aber gerade dieser Parameter von Bedeutung. Unter gegebenen PT-Zuständen ist das Mengenverhältnis Schmelze/Kristalliner Rest außer der Versuchsdauer generell abhängig von der Zusammensetzung der Feldspat-Mischkristalle, sobald in allen Schmelzproben noch Quarz als Hauptgemengteil vorhanden ist.

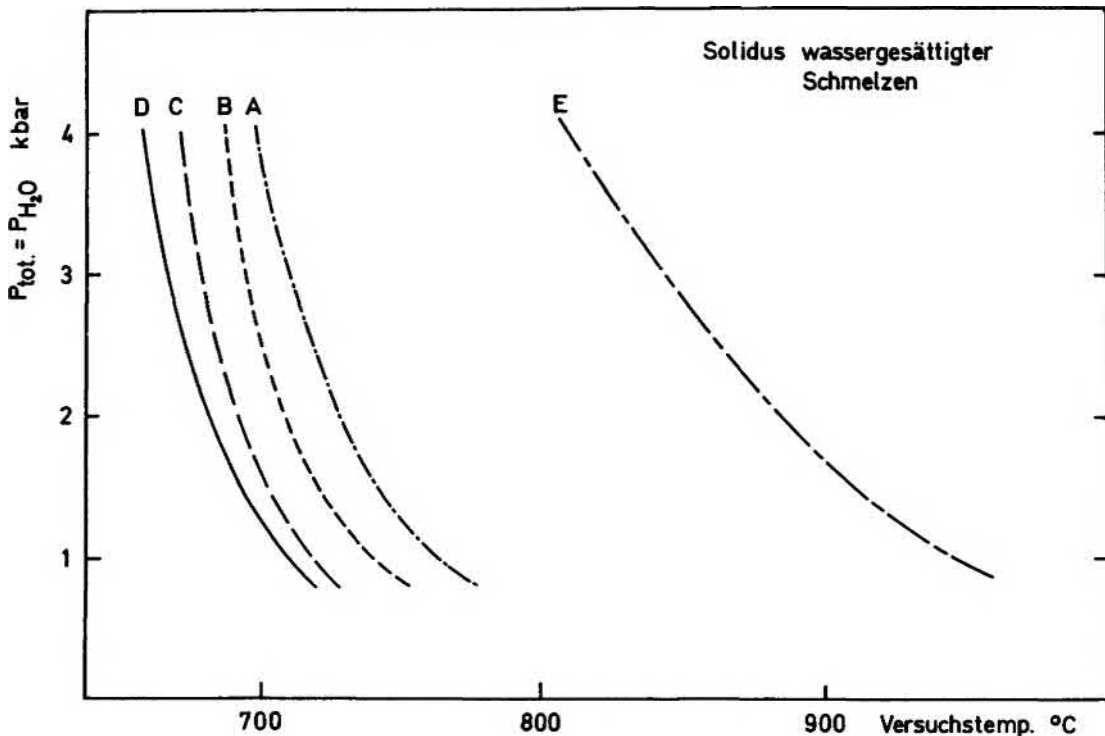


Abb. 1: Soliduskurve von Granodioriten und Quarzdioriten des südlichen Schwarzwaldes. A, B und C nach BALLHORN & BOSCH, 1973. Minimumtemperatur von Granit, D nach WINKLER, 1974. Solidustemperaturen von Olivin-Tholeiit, E, nach YODER & TILLEY, 1962.

In den folgenden Diagrammen ist die jeweils erhaltene Schmelzmenge in Abhängigkeit von der Temperatur dargestellt, wobei Druck (P_{H_2O}) und Wassergehalt der Schmelze (H_2O -gesättigt) Konstanten sind. Die dargestellten Kurven erlauben näherungsweise einen Vergleich zwischen dem Schmelzverhalten eines endogenen Einschlusses und dem unmittelbar umgebenden Granit.

Abb. 2 zeigt die Verhältnisse im Albtalgranit (G_A) sowie einer Granitvarietät ohne Kalifeldspat-Großkristalle (G_M) vom gleichen Vorkommen. Daneben ist das Schmelzverhalten eines endogenen granodioritischen Einschlusses (Kurve E6) dargestellt. Aus dem Verlauf der Kurven ergibt sich vom Schmelzbeginn bis zu etwa $770^\circ C$ ein sehr unterschiedlicher Schmelzverlauf in beiden Gesteinen, trotz der Tatsache, daß die Temperaturen der Schmelzminima nur etwa $15^\circ C$ auseinanderliegen (Granit: $688^\circ C$, Einschuß: $700^\circ C$, $P_{H_2O} = 2$ kbar). Vergleicht man z.B. die Schmelzmengen bei $710^\circ C$, d.h. nur 10° oberhalb der Solidustemperatur des endogenen Einschlusses, dann entfällt auf den Granit mind. 50%, auf den Einschuß dagegen nur 18% Schmelze. Erst oberhalb etwa 750° nähern sich die Schmelzkurven einander wieder. In den Schmelzproben befinden sich als feste Phasen nur noch Reste von Plagioklas und der Biotitgehalt des Ausgangsmaterials.

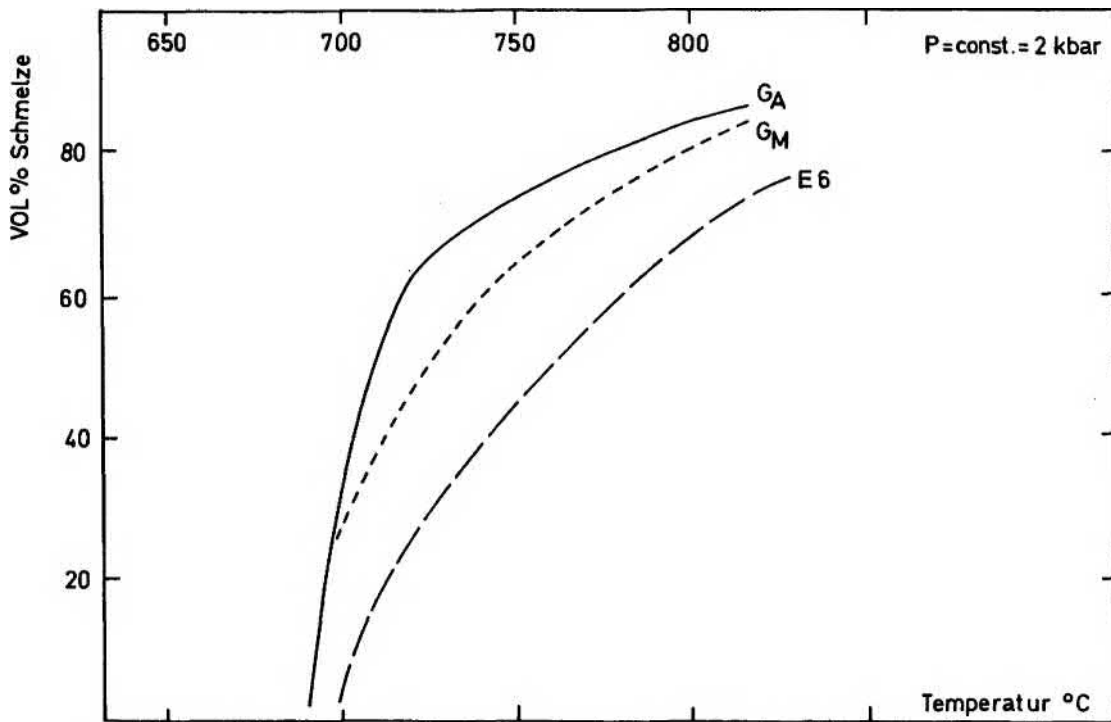


Abb. 2: Abhängigkeit der Schmelzmenge von der Versuchstemperatur (H_2O -Überschuß, $P_{H_2O} = P_{tot} = 2$ kbar) bei einheitlich 300 h Versuchsdauer. G_A = Albtalgranit, G_M = Leukogranodiorit-Varietät ohne Kfsp.-Megablasten. EG = Granodioriteinschuß in G_A (Probe Nr. 6).

Abb. 3 zeigt die Verhältnisse im Granit von Oberkirch unter gleichen Versuchsbedingungen. Die Schmelzkurve des Granits (G_0) nimmt im Prinzip einen ähnlichen Verlauf wie diejenige des Albtalgranits: Schmelzminimum $682^\circ C$, $P_{H_2O} = 2$ kbar. Daneben sind die Schmelzkurven eines kalifeldspatführenden, tonalitischen Einschlusses vom gleichen Fundpunkt (E2) dargestellt, sowie diejenige eines gabbrodioritischen Einschlusses (E3) von Fundpunkt 3. Die Kurve G4 stellt das Schmelzverhalten eines langlinsenförmigen basischen Einschlusses aus der Randzone des Granits dar (Fundpunkt 4).

Im Schmelzverhalten des Granits und der umgebenden Tonaliteinschlüsse ergeben sich prinzipiell weitgehende Ähnlichkeiten mit den Verhältnissen im Albtalgranit. Bei $710^\circ C$, d.h. 10° oberhalb der Solidustemperatur des Tonalit-Einschlusses (E2) betrug der Schmelzanteil im Granit 50%, im Einschuß 10%. Bei dieser Temperatur

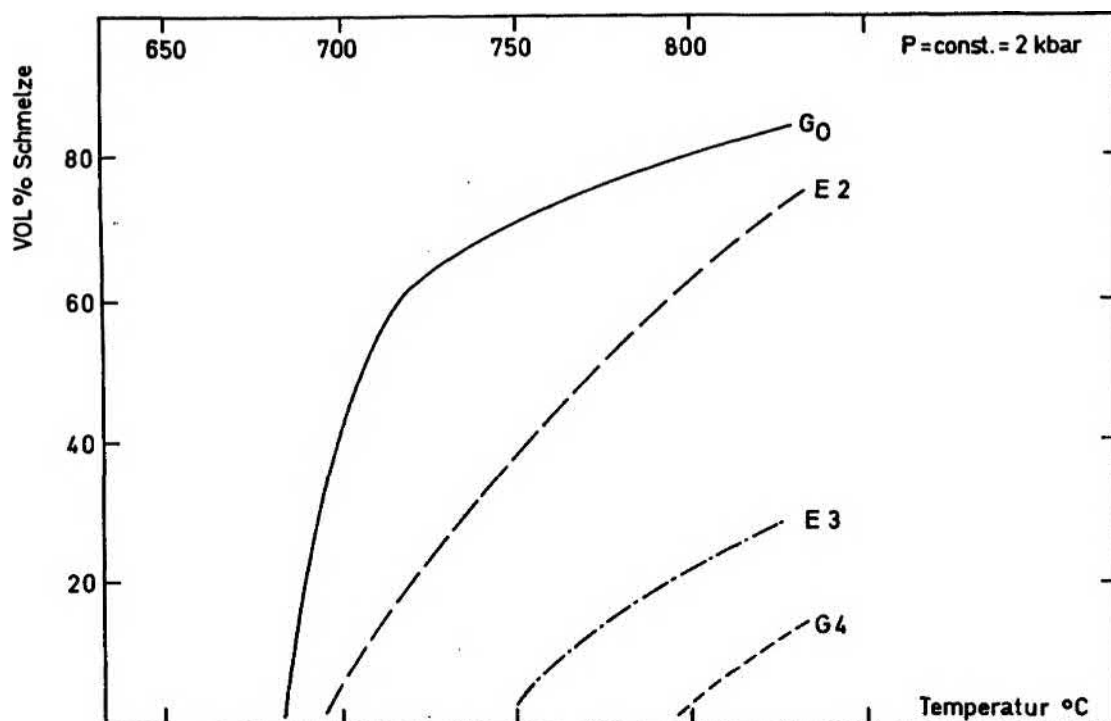


Abb. 3: Die gleichen Versuchsreihen wie in Fig. 2 an Proben des Granit von Oberkirch. G₀ = Granit von Oberkirch, E2 = Tonaliteinschluß in G₀ (Probe Nr. 2), E3 = Gabbrodioriteinschluß in G₀ (Probe Nr. 3), G4 = Deformierter Gabbrodiorit (gängartige Linse) aus der Randfazies des G₀ (Probe Nr. 4).

enthielt die Schmelzprobe des gabbrodioritischen Einschlusses (E3) noch keine Schmelze, da die Solidustemperatur dieser Zusammensetzung erst bei 730° erreicht wird. Bei einer Versuchstemperatur von 760° ergaben sich dann folgende Schmelzmengen: Granit 75%, Tonalit-Einschluß 40%, Gabbrodiorit-Einschluß 10%.

Wenn also isolierte Schmelzkörper von der Größe und Zusammensetzung der intermediären endogenen Einschlüsse in ein intrudierendes, d.h. fortschreitend kristallisierendes Granitmagma gelangen, befinden sie sich in einer weitgehend schmelzflüssigen aber relativ "kühlen" Umgebung und werden in ihr abgeschreckt. Die Folge ist ein mehr oder weniger feinkörniges Erstarrungsgefüge mit wesentlich weniger Restschmelze als im umgebenden Granit.

Durch die rasche Erstarrung der Einschlüßkörper wird eine mechanische Durchmischung mit Granitschmelze weitgehend gebremst.

Solange in den Einschlüßkörpern noch geringe Mengen intergranularer Restschmelze vorhanden sind (vgl. Taf. 1, Fig. 1-6, Schmelzversuche im natürlichen Kornverband), stellen sie plastisch deformierbare Körper mit hoher Partikeladhäsion dar, die in einem mobilen Medium mitbewegt werden. Derartige Körper haben die Tendenz zur Ausbildung einer möglichst kleinen Oberfläche. Die Einschlüsse müssen also in dem langsam fließenden, intrudierenden Granitmagma bevorzugt rundliche ("pillowartige") Formen annehmen. Die Verteilung der Restschmelze auf die Kornsäume hat darüber hinaus zur Folge, daß die Wegsamkeit für einen Lösungstransport auf Korngrenzen stark behindert wird. Damit ist auch der chemische Stoffaustausch zwischen dem Einschluß und dem umgebenden Granitmagma eingeschränkt.

Es kann also festgehalten werden, daß bei der Erstarrung eines Granitmagmas mit intermediären (granodioritischen tonalitischen und monzonitischen) Einschlüssen bei etwa 710°C noch 50% Schmelze im Granit und nur 10-20% Schmelze in den Einschlüssen vorhanden sind. Erst 10-15 Grad oberhalb der Solidustemperatur des Granit=

magmas enthält der Granit noch immer 1/4 bis 1/3 seines Volumens wassergesättigte Schmelze, die im Magma schwebenden Einschlüsse jedoch nur noch Spuren oder sind vollständig fest.

Die im Granit von Oberkirch anteilig geringe Menge gabbrodioritischer Einschlüsse enthält neben basaltischem Plagioklas als mafische Hauptgemengteile OH-freie Minerale der Ortho- bzw. Klino-Pyroxengruppe. Diese Einschlußschmelzen müssen somit zumindest zeitweilig nur sehr geringe Mengen an H_2O enthalten haben. Das Schmelzverhalten eines basischen Einschlußtyps ist in Abb. 3, Kurve E3 dargestellt. Die experimentell ermittelten Schmelzmengen entsprechen jedoch wassergesättigten Versuchsbedingungen. Bereits bei einer Temperatur von $745^{\circ}C$ und darüber war praktisch keine Schmelze in den Proben nachweisbar. Der Kurvenverlauf oberhalb der Solidustemperatur ist wesentlich flacher als bei den quarz- und kalifeldspathaltigen intermediären Einschlußtypen.

Ein noch stärker abgeflachter Verlauf der Schmelzmengenkurve als im Diagramm dargestellt, ist zu veranschlagen, wenn die Schmelzung unter wasserarmen Bedingungen erfolgt. Eine Verformung dieser Einschlüsse zu rundlichen Ballen und "pillows" im Granitmagma ist nur möglich, wenn eine gewisse Menge an Restschmelze im Gefüge noch vorhanden ist, in diesem Falle bei Temperaturen von mindestens 750° , wahrscheinlich erst bei annähernd $800^{\circ}C$. Das setzt voraus, daß die gabbrodioritischen Einschlüsse in ein noch relativ "heißes" Granitmagma gelangt sein müssen, vermutlich in einer Tiefe erheblich unter dem endgültigen Erstarrungsniveau.

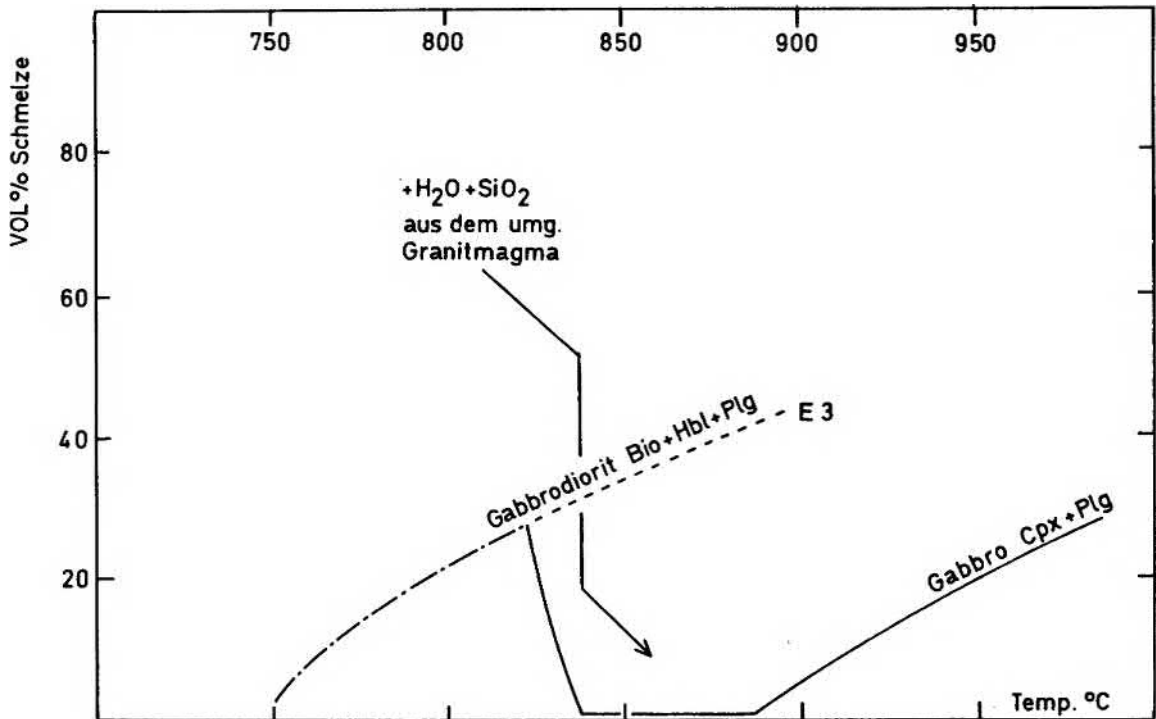


Abb. 4: Schmelzmengenkurve eines Gabbroeinschlusses bei retrogradem Schmelzen (rekonstruiert). Erst nach Erstarrung der Restschmelze im Gefüge des Einschlusses ist eine Stoffzufuhr auf Korngrenzen möglich. Durch Zufuhr von H_2O , mit gelöstem SiO_2 , Alk. aus dem umgebenden Granit kann es erneut zur Bildung von Teilschmelzen kommen (Erniedrigung des Solidus unter die Temperatur der Granitschmelze), trotz fortschreitender Abkühlung.

In einigen Fällen muß aber angenommen werden, daß durch Wasseraufnahme an den Rändern basischer Einschlüsse auch unterhalb der hier angegebenen Solidustemperatur durch retrogrades Schmelzen (vgl. Abb. 4) eine gewisse Menge an Restschmelze existiert hat. Dies ist unter der Voraussetzung möglich, daß in der umgebenden Granitschmelze H_2O im Überschuß vorhanden war. Solche Einschlüsse weisen häufig einen Schalenbau auf. Die

ehemals "trockene" Mineralparagenese der Ränder solcher Einschlüßtypen zeigen Mineralreaktionen $\text{Prx} \rightarrow \text{Hbl}$ bzw. $\text{Prx} \rightarrow \text{Bio}$ oder auch $\text{Hbl} \rightarrow \text{Bio}$. Meist ist festzustellen, daß außer H_2O auch Kfsp-Komponente und/oder Quarz aus der alkaligranitischen bzw. quarzgranitischen Umgebung eingewandert ist.

Dies ist am Beispiel des Granits von Oberkirch besonders gut erkennbar und zeigt modellhaft den Vorgang der Entstehung intermediärer Einschlüßmagmen aus ursprünglich basaltähnlichen.

ZUSAMMENFASSUNG

Die simultanen Schmelzversuchsreihen an endogenen Einschlüssen und ihrer Granitumgebung beweisen somit den syngenetischen Charakter dieser magmatischen Intrusionsstrukturen. Im Mehrphasenbereich der Granitschmelze (zwischen Liquidus und Solidus) existiert ein schmales PT-Feld, innerhalb dessen diese Formen einaktig entstehen können. In diesem Bereich werden offenbar in das intrudierende Granitmagma an dessen Basis hochtemperierte basische Magmen injiziert (Gabbros bis Diorite), die rasch bis auf einen geringen, aber entscheidenden Restschmelz-Anteil abgeschreckt werden. Dies geht in einer granitischen Umgebung vor sich, die noch hochgradig schmelzmobil, aber gegenüber den basischen Magmainjekten relativ "kühl" ist. Die Einschlüsse erstarren daher je nach individuellem Temperaturgefälle zur granitischen Umgebung mit entsprechend feinkörnigem pseudo-ophitischem Gefüge.

Das physikochemische Verhalten der beiden Magmen ermöglicht in diesem Teil des Zustandsfeldes das Entstehen von Makroemulsionen, wie z.B. den Cumulaten endogener Einschlüsse, Kugelgabbros und -Dioriten. Der chemische Stoffaustausch ist in diesem Zustand weitgehend blockiert durch die Existenz von Restschmelze auf der Korngrenzoberfläche, so daß sich die entstandenen charakteristischen Makroformen in den Subsolidusbereich hinein erhalten. Zu einer sekundären Remobilisation durch retrogrades Schmelzen in den Randzonen basischer Einschlüsse (Bildung mafitenreicher Säume) kommt es nach dem Feldbefund offenbar nur selten. Hierzu ist ein Überschuß an H_2O in der umgebenden wassergesättigten Granitrestschmelze erforderlich. Eine spätere metablastische Angleichung der Einschlüßkörper an den umgebenden Granit ist dagegen verbreitet.

Da die weithin auffälligen endogenen Einschlüsse in vielen Granitmassiven aller Regionen auftreten (in leukokraten Gneisen und Flasergesteinen können sie geradezu als Indikator für orthogenes Edukt gewertet werden) muß auf eine Genese geschlossen werden, die mit der Granitentstehung unmittelbar verknüpft ist. Feldbefund und Schmelzversuch im Labor stehen widerspruchsfrei miteinander im Einklang bei der Vorstellung, daß die Granitschmelzung in der Kruste durch aufdringendes basisches Magma ausgelöst wird. Ein solcher Mechanismus der Granitschmelzung ist an der Basis orogener sialischer Wülste mit Sicherheit eine verbreitete Erscheinung. Er tritt aber auch im Bereich thermischer spots innerhalb kontinentaler Platten auf, wie Untersuchungen in solchen Regionen beweisen. Hier ist die auslösende Rolle basischer Magmen meist noch offensichtlicher. In fast allen Fällen ist dieser basische Magmatismus in unterschiedlicher Intensität unter anderem auch durch das Auftreten endogener Einschlüsse repräsentiert. Demgegenüber sind die Zeugen einer granitisierenden "In-Situ-Anatexis" vergleichsweise selten zu beobachten.

LITERATURVERZEICHNIS

- BALLHORN, R. & BOSCH, W. (1973): Ein metablastisch-diatektischer Übergangsbereich im Mambacher Granit (Südschwarzwald). Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 15, 127-160
- BLAKE, D.H., ELWELL, R.W.D., GIBSON, I.D., SEKLHORN, R.R. & WALKER, G.P.L. (1965): Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magma.- Quart.J. Geol. Soc. London, 121, 31-49
- BOSCH, W., SCHNEIDER, G. & MEHNERT, K.R. (1974): Initial melting at grain boundaries Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition.- N. Jb. Miner., Mh. 1974, 345-370
- BOSCH, W. & OTTO, J. (1980): Endogenetic Inclusions in Granites of the Black Forest, Germany.- N. Jb. Miner., Abh. (im Druck)
- DIDIER, J. (1964): Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français.- Ann. Fac. Sci. Clermont 23, 1-254

- DIDIER, J. (1973): Granites and their enclaves.- Dev. in Petrology, 393 p., Elsevier Amsterdam
- DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1969): Les granites du Massif Central Français: Etude comparée des leucogranites et granodiorites.- Contr. Min. Petrol. 24, 219-238
- DIDIER, J. & ROQUES, M. (1959): Sur les enclaves des granites du Massif Central français.- C.R. Acad. Sci., 248, 1839-1851
- EMMERMANN, R. (1977): A Petrogenetic Model for the Origin and Evolution of the Hercynian Granit Series of Schwarzwald.- N.Jb. Miner. Abh., 128, 219-253
- GROUT, F.F. (1937): Criteria of origin of inclusion in plutonic rocks.- Bull. Geol. Soc. Amer., 48, 1521-1571
- JOHANNES, W. (1977): Plagioklas-Schmelz-Beziehungen, ein experimentelles Problem.- Fortschr. Miner., 55, Beih. 1, 63-64
- MAURY, R.C., DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1978): Comparative magma/xenolith relationships in some volcanic and plutonic rocks from the French Massif Central.- Contr. Min. Petrol. 66, 401-408
- OTTO, J. (1971): Der Granit von Oberkirch im Nordschwarzwald.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br. 61/62, 5-57
- " (1974): Die Einschlüsse im Granit von Oberkirch (Nordschwarzwald).- Ber.- Naturf. Ges. Freiburg/Br., 64, 83-174
- OTTO, J. & WIMMENAUER, W. (1973): Les enclaves dans les granites de la Fôret Noire.- Bull. Soc. Geol. France XV, 199-208
- STENGER, R. (1977): Petrographie und Geochemie der quarzdioritischen Einschlüsse im Albtalgranit (Südschwarzwald) und vergleichbarer Gesteine seines Intrusionsrahmens.- Dipl. Arbeit (unpubl.), 114 S., Freiburg i. Br.
- SCHNEIDER, G. (1978): Geochemie von Migmatiten des Schwarzwaldes.- Eine Prüfung von Möglichkeiten analytisch-geochemischer Methoden.- Habilitationsschrift Freie Universität Berlin (unpubl.)
- WIMMENAUER, W. (1963): Einschlüsse im Albtalgranit (Südschwarzwald) und ihre Bedeutung für dessen Vorgeschiechte.- N. Jb. Miner., Mh. 1963, 6-17
- WINKLER, H.G.F. (1974): Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 3rd edition, 320 S.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962): Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems.- Journ. Petrol., 3, 342-532
- YODER, H.S., Jr. (1973): Contemporaneous Basaltic and Rhyolitic Magmas.- Amer. Mineralogist, 58, 153-171
- ZECK, H.P. (1970): An eruptive migmatite from Cerro del Hoyazo, S.E. Spain.- Contr. Mineral. Petrol., 26, 225-246

DIE FLUBSYSTEME DES OBEREN SEPIK (PAPUA NEW GUINEA) UND DES DIGUL
(IRIAN JAYA/INDONESIEN) - BEISPIELE ZUR VERBESSERUNG KLEINMAßSTÄB-
BIGER TOPOGRAPHISCHER KARTEN DURCH AUSWERTUNG VON LANDSAT-SZENEN

von

D. HELMCKE, J. POHLMANN und R. ZYLKA⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Die Auswertung von LANDSAT-Szenen belegt, daß Teilabschnitte des Digul (Irian Jaya/Indonesien) und seiner Nebenflüsse auf den veröffentlichten kleinmaßstäbigen topographischen Karten mit gewissen Lagefehlern dargestellt sind. Zum Vergleich wurde auch das Flußsystem des oberen und mittleren Sepik (Papua New Guinea) überprüft.

SUMMARY

The interpretation of LANDSAT-scenes showed that parts of the Digul River (Irian Jaya/Indonesia) and his subsidiaries are plotted with some errors in position on the published small-scale topographic maps. For comparison the drainage-system of the upper Sepik River (Papua New Guinea) is mapped.

RESUME

L'interprétation de séquences de prises de vues de LANDSAT montre que des parties de la rivière Digul (Irian Jaya/Indonésie) et de ses affluents sont représentées avec certaines erreurs de position sur les cartes topographiques à petite échelle, qui ont été publiées. En comparaison le système fluvial du Sepik supérieur et moyen (Papua Nouvelle-Guinée) a été contrôlé.

⁺ Anschrift der Verfasser: Dr. Dietrich Helmcke, Institut für Angewandte Geologie d. FU Berlin,
1000 Berlin 33, Wichernstr. 16

Dr. Joachim Pohlmann, Institut für Geologie d. FU Berlin,
1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34A

Dipl.-Geol. Renate Zylka, Institut für Anthropogeographie, Angewandte Geographie
und Kartographie, 1000 Berlin 41, Arno-Holz-Str. 12

1. EINLEITUNG

Obwohl die LANDSAT-Satelliten der NASA nicht in erster Linie dafür konstruiert wurden, Abbildungen von Ausschnitten der Erdoberfläche zu gewinnen, die für die Herstellung exakter topographischer Karten geeignet sind, zeigte sich jedoch bald, daß durch die Auswertung von LANDSAT-Szenen beachtenswerte Verbesserungen existierender kleinmaßstäbiger topographischer Karten erzielt werden können (COLVOCORESSES 1976).

In besonderem Maße gilt dies für die Kartierung von Regionen in den humiden Tropen, da diese mit den Methoden der traditionellen Kartenaufnahme nur unter großen Schwierigkeiten erfaßt werden können. So existieren von weiten Abschnitten der schwer zugänglichen Bereiche im Inneren von West-Neuguinea nur unzureichende, kleinmaßstäbige, topographische Karten.

Bei der Erfassung des Entwässerungssystems auf der Nord-Seite des Zentralgebirges Neuguineas in der indonesischen Provinz Irian Jaya zwischen Sobger und Hablifuri - Nebenflüssen des Idenburg - mit Hilfe von LANDSAT-Szenen (HELMCKE 1979) ergab sich, daß auch andere Flußsysteme im zentralen Bereich dieser Insel auf den veröffentlichten topographischen Karten gebietsweise mit beachtlichen Lagefehlern dargestellt sind.

Ziel dieser Arbeit ist, durch Auswertung von LANDSAT-Szenen zu einer mit der Natur besser übereinstimmenden topographischen Darstellung eines weiteren Flußsystems - des Systems des Digul (Irian Jaya/Indonesien) - beizutragen. Zum Vergleich wurde dazu eine LANDSAT-Szene ausgewertet, die den oberen und mittleren Abschnitt des Sepik (Papua New Guinea) zeigt, da dieser Bereich in den letzten Jahren auf genauen und sehr detaillierten topographischen Karten 1:100.000 dargestellt wurde. Die Lage der besprochenen Gebiete zeigt Abb. 1.

Diese Arbeit wurde durch die Mitarbeit der Autoren am Schwerpunktprogramm "Interdisziplinäre Erforschung von Mensch, Kultur und Umwelt im Zentralen Hochland von West-Irian (Neuguinea)" der Deutschen Forschungsgemeinschaft angeregt. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei an dieser Stelle für die finanzielle Unterstützung gedankt. Den Ing. grad. für Landkartentechnik Frau Marita Hein, Frau Angelika Templiner und Frau Helga Wartwig sei für die sorgfältige Ausführung des größeren Teils der Druckvorlagen gedankt.

2. ERFORSCHUNGSGESCHICHTE UND KENNTNISSTAND

Die Erforschung des Flußsystems des Sepik wurde nach seiner Entdeckung in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts und zu Beginn dieses Jahrhunderts zügig vorangetrieben, da dieser große Strom relativ weit flußaufwärts befahren werden kann und so einen günstigen Zugang zu dem Inneren des nordöstlichen Teils Papua New Guineas bildet.

Die Darstellung der wichtigsten frühen Entdeckungsfahrten (bis zum Ende des letzten Jahrhunderts) folgt hier WICHMANN (1909, 1910, 1912): Obwohl bereits frühzeitig einige Entdecker das Meeresgebiet nördlich der Sepikmündung befuhren (z.B. Jacques Le Maire 1616) sichtete erst Otto Finsch 1885 die Mündung dieses Stromes, den er Kaiserin Augusta-Fluß nannte. Bereits 1886 nahm G.E.G. von Schleinitz den unteren und mittleren Flußabschnitt bis $141^{\circ}53'E$ kartographisch auf. 1887 befuhren C. Schrader, M. Hollrung und C. Schneider erneut den Sepik bis $141^{\circ}55,7'E$.

Im Jahre 1910 vermaß SCHULTZE JENA (1914) den Lauf des Sepik einschließlich weiter bis dahin unbekannter Abschnitte seines Oberlaufes bis wenig südlich des "End-Biwak" bei $4^{\circ}49'20''S$ und $141^{\circ}13'50''E$. Diese topographischen Aufnahmen, die in Karten 1:100.000 dargestellt wurden, erweiterten die Kenntnisse über dieses Flußsystem wesentlich.

1912 bis 1913 vermaß W. BEHRMANN (1923, 1924) weite Abschnitte des Sepik und insbesondere seiner Nebenflüsse und veröffentlichte seine Ergebnisse in drei Kartenblättern im Maßstab 1:250.000: "Die Unterlagen zu dem Kartenbilde sind außer den unten zu erwähnenden älteren Kartendarstellungen meine während der Expedition gemachten Aufnahmen, die sich aus Peiltisch-, Fluß- und Routenaufnahmen, ausgedehnten Panoramen, zahllosen Winkelmessungen mit Kompaß und Universalinstrument, Photogrammen, Höhenmessungen, dem Messen einer Basis und astronomischer Breitenbestimmungen zusammensetzen" (BEHRMANN 1923:2). Abbildung 1 aus BEHRMANN (1923:7) - hier wiedergegeben als Abb. 2 - zeigt, daß bereits zu diesem Zeitpunkt die topographische Geländeaufnahme des Sepik und seiner Nebenflüsse in weiten Arealen als "vermessene oder mehrfach aufgenommene Flüsse und Gebirge" (BEHRMANN 1923:7) ausgezeichnet sind und somit als recht gesichert angesehen wurden.

1914 drang R. Thurnwald (zitiert nach MORREN 1974) als Erster in die Hochtäler des oberen Sepik vor.

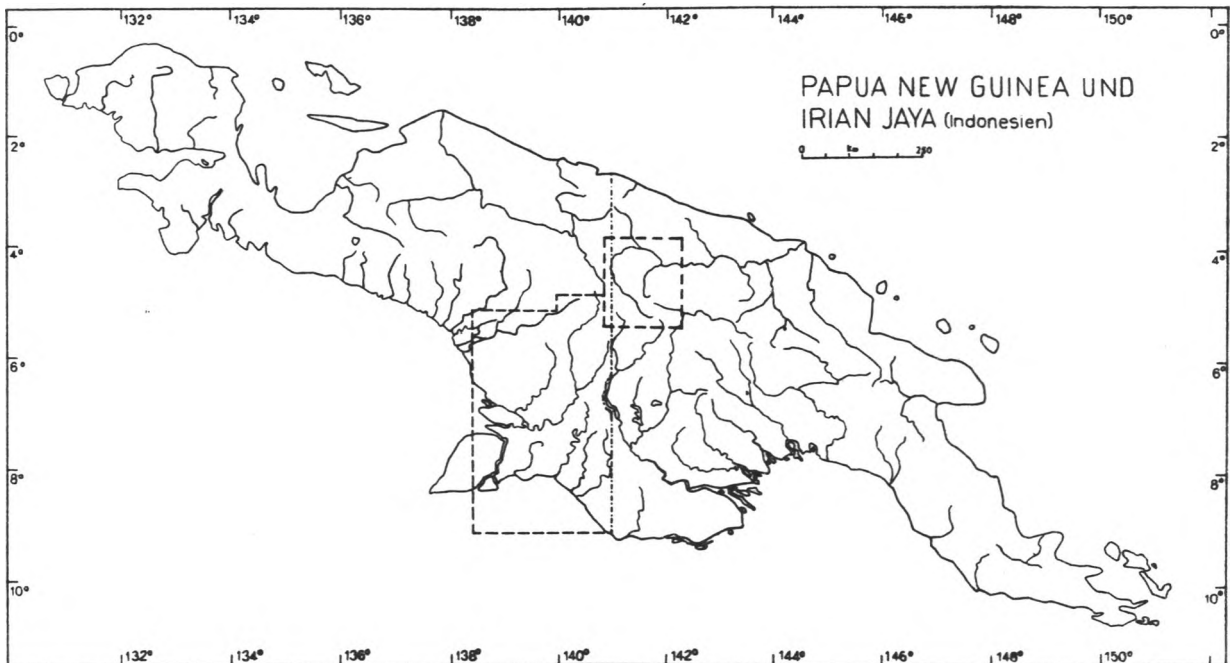


Abb. 1: Lage der bearbeiteten Gebiete.

Während der ersten N-S Durchquerung der Insel Neuguinea kreuzten Karius und Champion auf ihrem Weg vom Fly- zum Sepik-River diese Hochtäler im Jahre 1927 (zitiert nach MORREN 1974) erneut. Die Erforschung der Hochtäler des oberen Sepik und seiner Nebenflüsse wurde dann in den Dreißiger und insbesondere seit den Fünfziger Jahren dieses Jahrhunderts intensiviert, so daß im Anschluß auch über diese Bereiche im allgemeinen recht zuverlässige topographische Informationen vorlagen. Eine kleinmaßstäbige Darstellung, die diesen Erforschungsstand wohl treffend dokumentiert, zeigt das Blatt SB-54 "Fly-River" der Australian Geographic Series 1:1.000.000, 2. Auflage, August 1965. In Abb. 3 ist ein Ausschnitt der in dieser Karte dargestellten Entwässerungsnetze wiedergegeben.

Durch photogrammetrische Auswertung von Luftbildern, die in den Jahren 1973 und 1974 geflogen wurden, wurde seit Mitte der Siebziger Jahre eine topographische Kartenserie 1:100.000 (Edition 1-AAS, Series T 601) des gesamten Gebietes des mittleren und oberen Sepik erstellt, die eine sehr detaillierte und genaue Darstellung dieses Bereiches zeigen. In Abb. 4 sind Verkleinerungen 1:500.000 der Flußnetze zweier typischer Blätter dieser Serie wiedergegeben. Bei der Auswertung der LANDSAT-Szene, die den Sepik zeigt, wurden diese Blätter als Vergleich herangezogen.

Die Mündung des Digul wurde - entsprechend den Angaben WICHMANNs (1909) bereits im Jahre 1606 durch Willem Jansz entdeckt. Er hielt sie jedoch für eine Meeresbucht. Die Unterlagen über seine Fahrt gingen zwar verloren, die neuen Ergebnisse fanden aber ihren Niederschlag bei Hondius und Blaeu in Karten, die um 1633 entstanden, und sind somit belegt (SCHILDER 1969).

Der Nachweis, daß es sich um die Mündung eines großen Stromes und nicht wie angenommen um eine Meeresbucht handelt, konnte erst zu Beginn dieses Jahrhunderts geführt werden. Die Darstellung der Erforschung des Digul folgt hier LE ROUX (1935). Nach seinen Angaben befuhr J.A. Kroesen im Jahre 1903 als erster den Digul, allerdings nur einen kurzen Abschnitt seines Unterlaufes. Im Jahre 1905 führten J.A. Kroesen und R.J. Posthumus Meyjes eine weitere Fahrt auf dem Digul durch. Sie gelangten bis in die Gebiete nördlich Tanah Merah und Tanah Tinggi und befuhren auch einen kürzeren Abschnitt des Oewimmerah.

Im Jahre 1909 nahmen Weber, Nijweide, Heldring und Postema große Bereiche des Stromgebietes des Digul topographisch auf. Den Digul befuhren sie während dieser Expedition bis nördlich des Zusammenflusses von Ost- und West Digul, außerdem die Nebenflüsse Edarah, Kia und Oewimmerah und durchquerten die Region zwischen

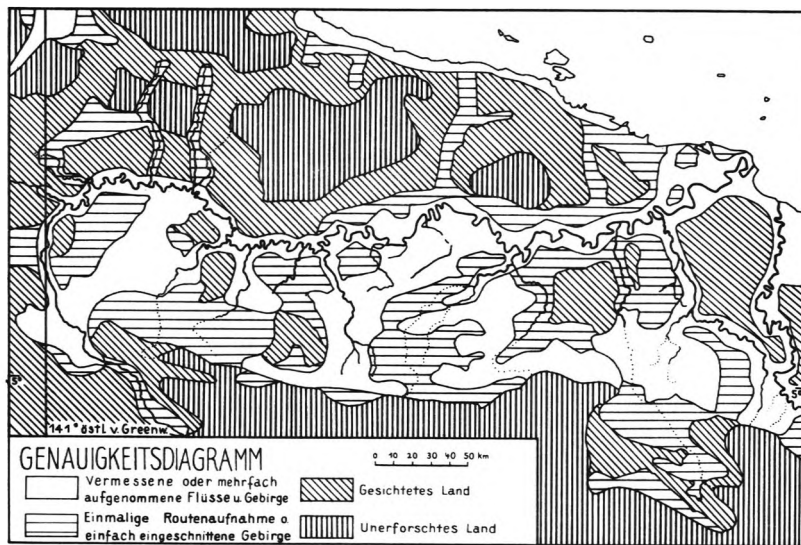


Abb. 2: Genauigkeitsdiagramm der topographischen Aufnahme des Sepik-Gebietes nach BEHRMANN (1923).

Digul und Fly River.

Weyerman, Chaillot und Borgesius konnten 1913 nur wenig weiter nach Norden vorstoßen als die Expedition von 1909. Die Erforschung der nördlichen Bereiche des Flußsystems des Digul begann erst in den Dreißiger Jahren (vgl. BAR et al. 1961).

Durch photogrammetrische Auswertung von Trimetrogon-Luftaufnahmen, die in den Jahren 1945, 1948 und 1949 geflogen wurden, konnte in den Fünfziger Jahren eine Kartenserie 1:100.000 von Nederlands-Nieuw-Guinea (Topographischer Dienst, Ausgabe 1956) erstellt werden, auf der auch das gesamte Entwässerungssystem des Digul mit i.A. recht hoher Lagegenauigkeit dargestellt ist. Diese Karten sind u.W. die modernsten, veröffentlichten, großmaßstäbigen, topographischen Karten dieser Region; sie dürften die wichtigste Quelle für die neueren kleinmaßstäbigen Kartendarstellungen dieses Gebietes sein. In Abb. 5 ist das Entwässerungssystem des Digul nach der Darstellung auf dem Blatt SB-54 "Fly River" der Australian Geographic Series 1:1.000.000, 2. Auflage, August 1965 dargestellt (die Darstellung der Südküste ist dem Blatt SC-54 "Torres Strait" der IWK 1:1.000.000, Reprint 1978 entnommen). In erster Linie wurde diese Darstellung zum Vergleich mit den Ergebnissen der Interpretation der LANDSAT-Aufnahmen herangezogen. Vergleiche mit anderen kleinmaßstäbigen Darstellungen dieser Region, z.B. mit der topographischen Unterlage der geologischen Karte 1:500.000 in der Arbeit von VISSER & HERMES (1962: Enclosure 1/IV) oder der USAF-Operational Navigation Chart M-13 "Sneeuw Mountains" 1:1.000.000, 2. Ausgabe, ergeben im Einzelnen abweichende, im Prinzip jedoch die gleichen Befunde.

Es mag als wahrscheinlich angenommen werden, daß auch von dieser Region - oder zumindest von Teilbereichen dieser Region - andere mit der Natur besser übereinstimmende topographische Karten als die holländische Serie 1:100.000 existieren, die aber entweder nicht publiziert, öffentlich nicht zugänglich oder uns zum heutigen Zeitpunkt (Januar 1980) nicht bekannt sind, so daß sie hier nicht diskutiert werden können.

3. ARBEITSMATERIAL UND AUSWERTUNGSGANG

Bei dem Versuch kleinmaßstäbige topographische Karten von Teilbereichen Neuguineas mit Hilfe von LANDSAT-Szenen zu verbessern, taucht sofort das Problem der Bewölkung auf: In Abb. 6 sind alle LANDSAT-Szenen, die bis zum Sommer 1979 vorlagen, durch ein in der Natur ca. 50x50 Kilometer großes Feld im Bereich des Mittelpunktes der jeweiligen Szene dargestellt, welches den Grad der Bewölkung dieser Szenen dokumentiert. Dargestellt wurden nur jene Szenen, die gemäß Auskunft des EROS-Data-Center, Sioux Falls, max. 60% Wolkenbedeckung aufweisen. Diese Darstellung zeigt deutlich, daß vor allem von weiten Bereichen Irian Jayas keine LANDSAT-Szenen existieren, die eine Wolkenbedeckung unter 60% aufweisen und somit für eine geowissenschaftliche Bearbeitung geeignet erscheinen. Auch bei der Auswertung des Digul-Bereiches mußte z.T. auf Szenen zurückge-

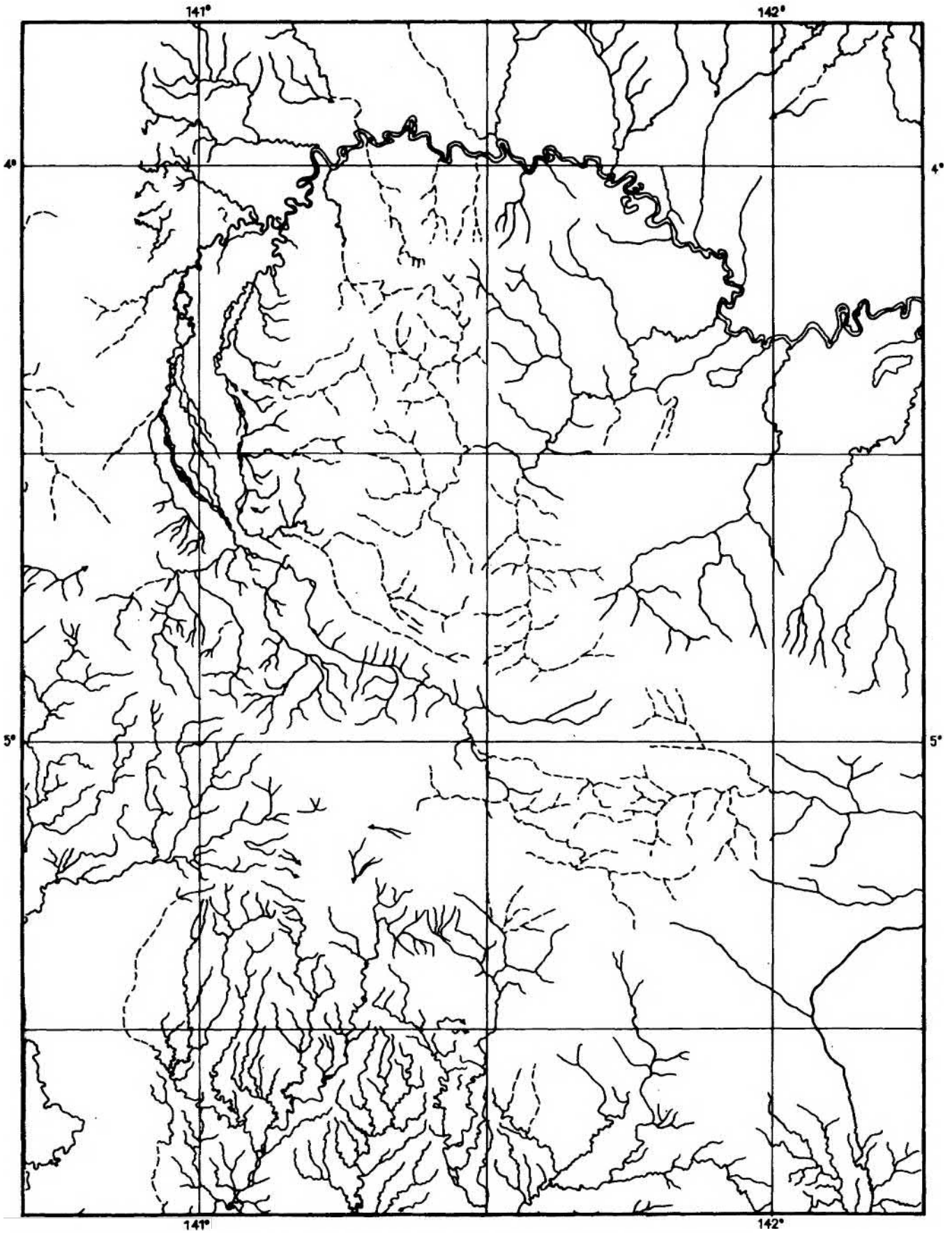


Abb. 3: Das Flußsystem des oberen und mittleren Sepik und seiner Nebenflüsse nach Blatt SB-54 "Fly River" der Australian Geographic Series 1 : 1.000.000, 2. Auflage

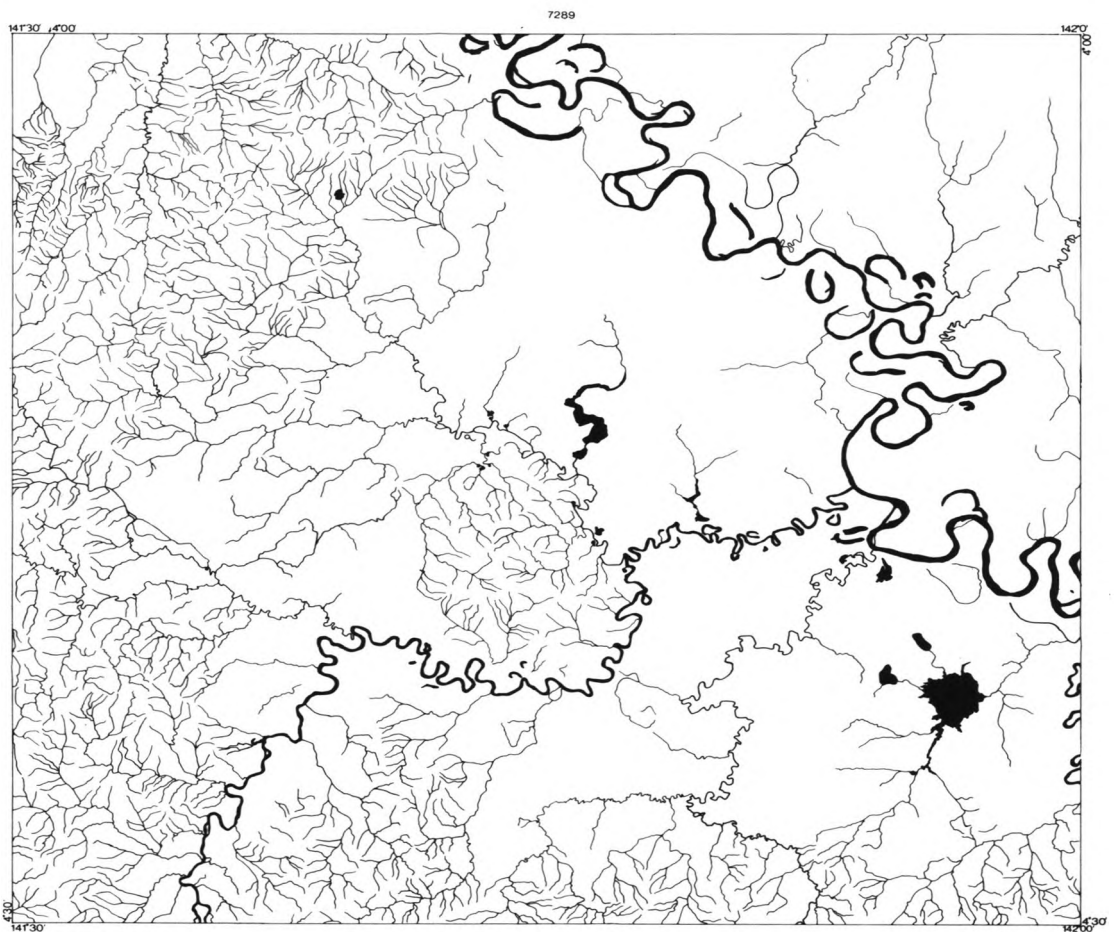
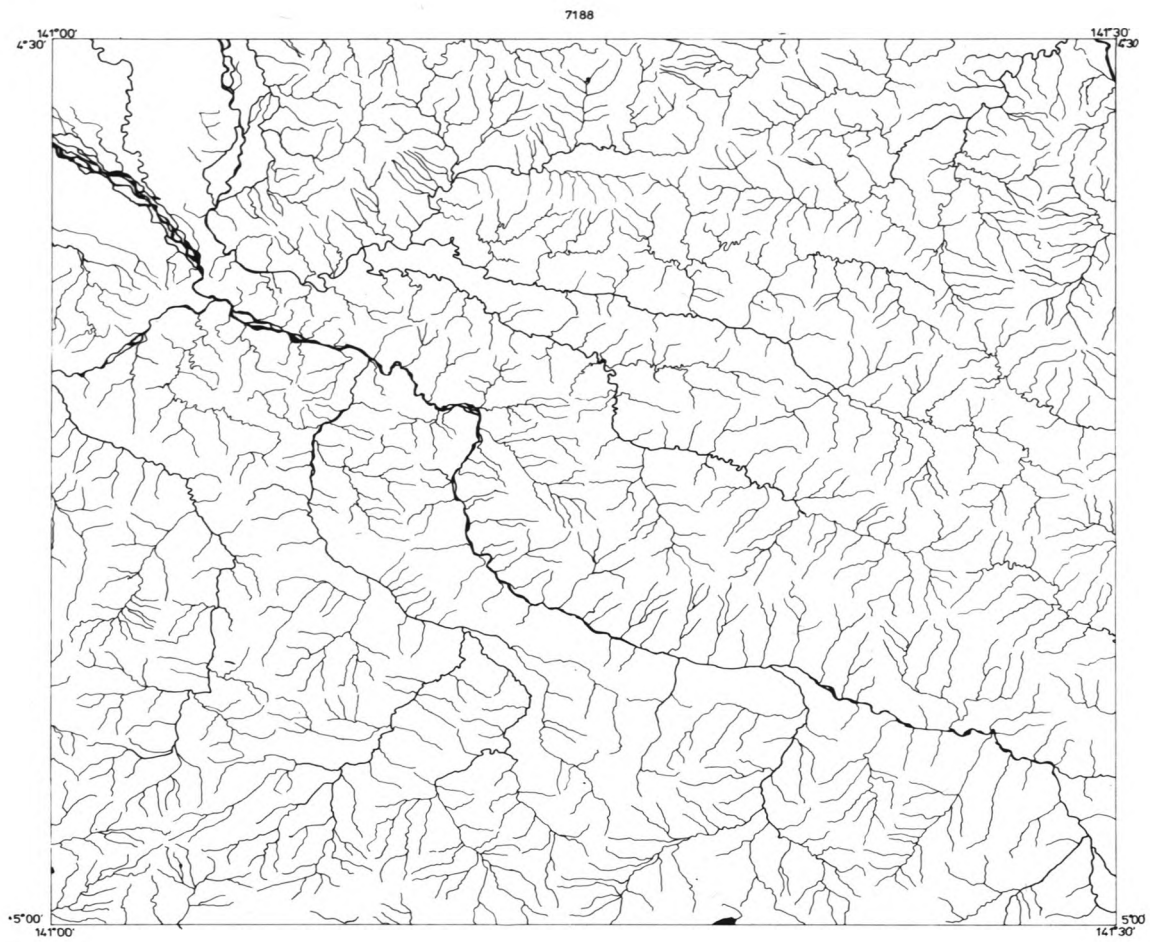


Abb. 4: Die Entwässerungsnetze der Blätter 7188 "Yapsiei" und 7289 "May" der topographischen Karten 1 : 100.000 der Serie T 601, verkleinert auf ca. 1 : 500.000

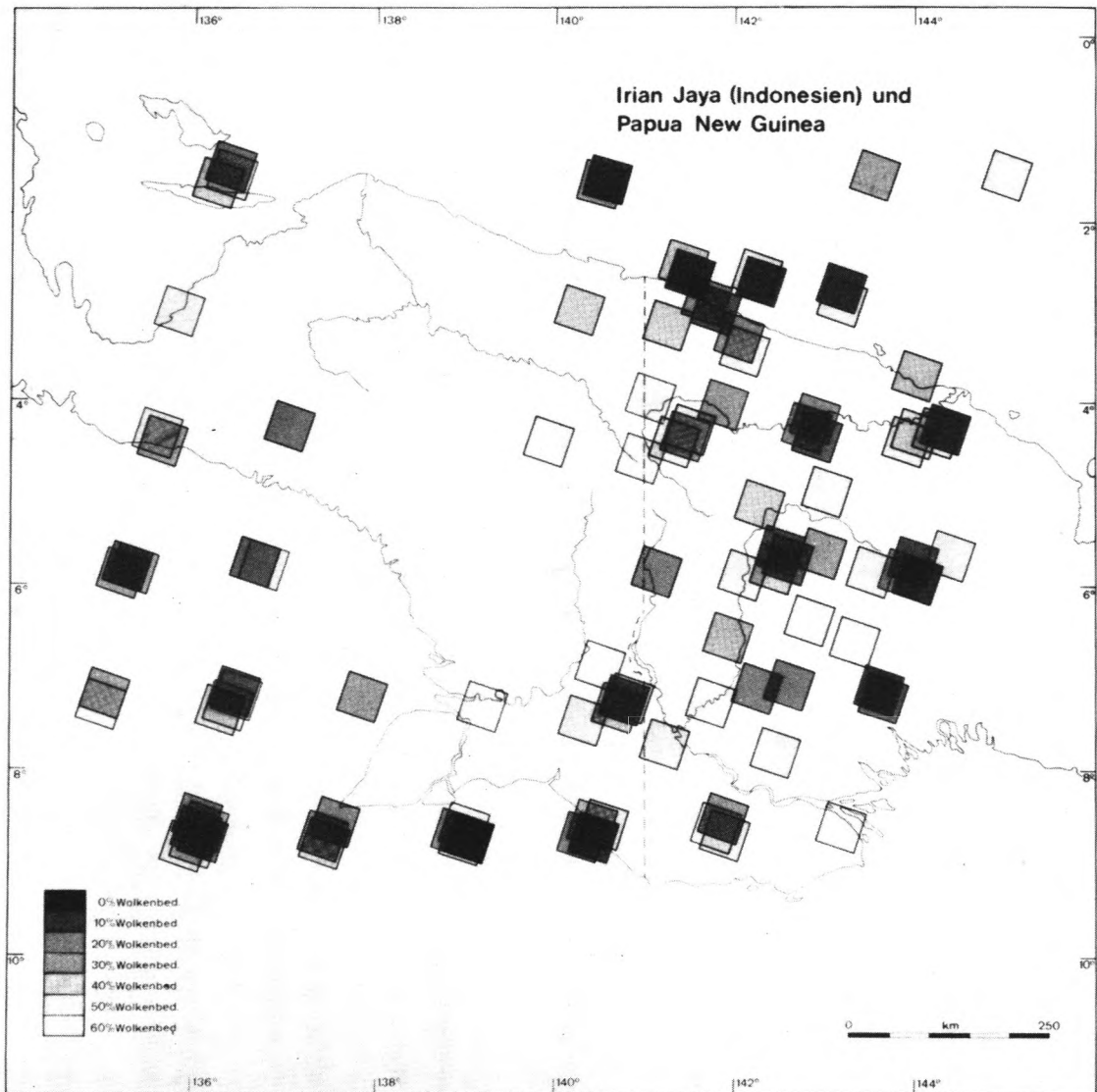


Abb. 6: LANDSAT-Deckung des zentralen Abschnittes Neuguineas mit Szenen unter 60% Wolkenbedeckung (Stand Sommer 1979). Die Signaturen entsprechen einer Fläche von 50x50 km und sind im Mittelpunkt der Szenen angeordnet.

griffen werden, die nur sehr bedingt geeignet sind.

Das verwendete Arbeitsmaterial und der eingeschlagene Auswertungsgang sei kurz am Beispiel der zur Auswertung des Sepik-Gebietes herangezogenen LANDSAT-1-Szene E-1028-00134-702, die am 20.8.1972 um ca. 9.30 Uhr Ortszeit entstand, beschrieben. Von dieser Szene wurde eine photographische Positiv-Kopie im Maßstab 1:1.000.000 vom EROS-Data Center in Sioux Falls, S.D. bezogen.

Interpretiert wurden photographische Vergrößerungen dieser Szene im Maßstab 1:500.000 (Positiv-Kopie auf Filmmaterial) und 1:250.000 (Positiv-Kopie auf Papier).

Zur Auswertung wurde überwiegend das Band 7 des Multispectral-Scanners des LANDSAT-1-Systems herangezogen, da im nahen Infrarot die Gewässernetze als tief schwarze Einheiten besonders deutlich hervortreten und da die Durchdringung dünner Bewölkung in diesem Band am besten ist.

Die zur Auswertung herangezogene LANDSAT-1-Szene zeigt nach Angabe des EROS-Data Center eine Bewölkung von ca. 30%. In einem Bereich, in dem ein größeres, nahezu geschlossenes Wolkenfeld abgebildet ist, verhinderte diese Bewölkung eine Interpretation. Da es sich um typische Quellwolken handelt, die sich wohl auch

hier wie im Gebiet des Eipomek-Tales in Irian Jaya am Vormittag über den Kämmen rings um die Täler in der aufsteigenden Luft bilden (HOFFMANN 1978) störte sie dagegen nicht wesentlich.

Bei der hier vorgestellten Auswertung des Entwässerungsnetzes handelt es sich um eine rein visuelle Interpretation der LANDSAT-1-Szene. Bewußt wurde darauf verzichtet, die Abschnitte der Flußläufe, welche nicht mit ausreichender Sicherheit erfaßt werden konnten, in der Darstellung zu berücksichtigen. Die Kartierung einiger Wasserscheiden bereitete größere Schwierigkeiten; hier gab es in Einzelfällen Fehlinterpretationen, die durch den Vergleich mit den topographischen Karten 1:100.000 erst erkannt wurden.

Die endgültige, zusammengezeichnete Fassung der Auswertungen wurde dann auf photographischem Wege wieder auf den Vergleichsmaßstab 1:1.000.000 verkleinert. Sie ist hier als Abb. 7 dargestellt.

Um die topographische Lage der auf der LANDSAT-1-Szene kartierten Flußsysteme so exakt wie möglich zu treffen, wurde eine Einpassung der Flußsysteme unter Benutzung eines ca. 180 km langen Abschnittes der nördlichen Küstenlinie Neuguineas östlich Jayapuras durchgeführt, da anzunehmen ist, daß die Küstenlinie auf den existierenden topographischen Karten mit sehr viel höherer Lagegenauigkeit verzeichnet ist als die einzelnen Flußsysteme im Binnenland (vgl. HELMCKE 1979).

Für diesen Arbeitsschritt wurde einerseits das Blatt SA-54 "Wewak" der Australien Geographic Series 1:1.000.000, 2. Auflage, Oktober 1963 herangezogen und andererseits die LANDSAT-1-Szene E-1028-00131-702 vom 20.8.1972. als "Paßpunkte" zur Verknüpfung der beiden LANDSAT-Szenen dienten charakteristische Abschnitte größerer Flüsse nördlich des Sepik. Dabei ergab sich, daß der mittlere Abschnitt des Sepik selbst auf den beiden benutzten topographischen Karten mit einer Differenz von mehreren Kilometern eingetragen ist. Abschließend wurde das Gradnetz aus dem Blatt "Fly River" unverändert übernommen (Abb. 7).

4. ERGEBNISSE

Ein Vergleich der Darstellung des Flußsystems des Sepik nach der Auswertung der LANDSAT-Szene mit der Darstellung dieses Entwässerungsnetzes auf der publizierten kleinmaßstäbigen topographischen Karte "Fly River" zeigt Lageabweichungen in der Größenordnung von mehreren Kilometern auf der publizierten Karte. Ein Vergleich dieser LANDSAT-Auswertung mit den Darstellungen der Flußnetze des Sepik und seiner Nebenflüsse auf Verkleinerungen (1:500.000) der neuen topographischen Karten 1:100.000 ergibt, daß die Lagegenauigkeit der LANDSAT-Flußnetzauswertung äußerst zufriedenstellend ist. Es ergaben sich keine Abweichungen, die im Maßstab 1:1.000.000 viel über die "graphische Genauigkeit" hinausgehen.

Während die Auswertung der LANDSAT-Szene des Sepik für die reliefreichen Gebirgsregionen eine detaillierte Darstellung der Flußnetze erlaubte, ist das Ergebnis der Flußnetzinterpretation in den reliefarmen Sumpfbereichen im Bereich des mittleren Sepik wenig zufriedenstellend: Hier können nur die Ströme und die breiteren Flüsse ohne Schwierigkeiten erkannt und kartiert werden. Eine annähernd vollständige Kontrolle bzw. Verbesserung kleinmaßstäbiger topographischer Karten, die derartig reliefarme und mit Vegetation bedeckte Areale darstellen, scheint allein mit Hilfe von LANDSAT-Szenen nicht möglich.

Die Auswertung des Flußsystems des Digul wurde mit Hilfe der folgenden LANDSAT-Szenen durchgeführt:

E-1029-00204-701 vom 21.8.1972
E-1029-00201-701 vom 21.8.1972
E-1029-00195-701 vom 21.8.1972
E-1028-00145-702 vom 20.8.1972
E-1028-00143-702 vom 20.8.1972
E-1028-00140-702 vom 20.8.1972

Auf Grund der starken Wolkenbedeckung der meisten LANDSAT-Szenen, die hier eingesetzt werden konnten, ist verständlich, daß nur Teilbereiche dieses großen Entwässerungssystems kontrolliert werden konnten. Eine weitere Komplikation verursachte die starke Bewölkung bei dem Zusammenfügen der einzelnen Interpretationsfolien zu einem Mosaik. In Ausnahmefällen gelang es nicht, genügend viele, charakteristische Einzelheiten in den Bereichen der LANDSAT-Szenen einwandfrei zu identifizieren, die für ein sicheres, fehlerfreies Zusammenfügen der Szenen zu einem Mosaik ausschlaggebend sind. So verbleibt eine geringe Unsicherheit.

Die Einpassung der LANDSAT-Auswertung in das Gradnetz wurde vorwiegend mit Hilfe topographischer Karten 1:100.000 (Edition 1-AAS, Series T 601), die die Gebiete östlich des 141^oE Längengrades zeigen, und unter

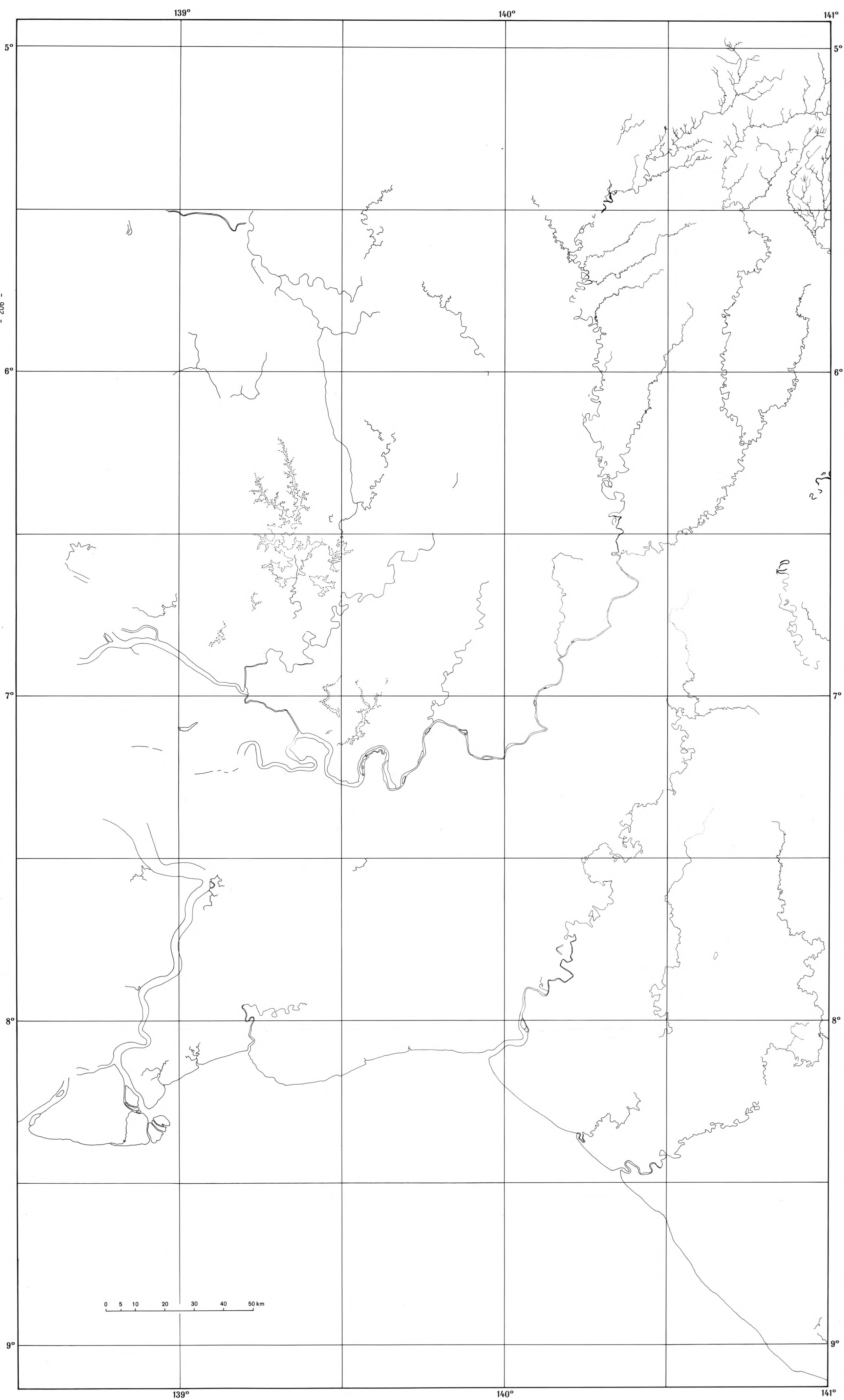


Abb. 8: Das Flußsystem des Digul und seiner Nebenflüsse nach der LANDSAT-Auswertung, Maßstab 1 : 1.000.000

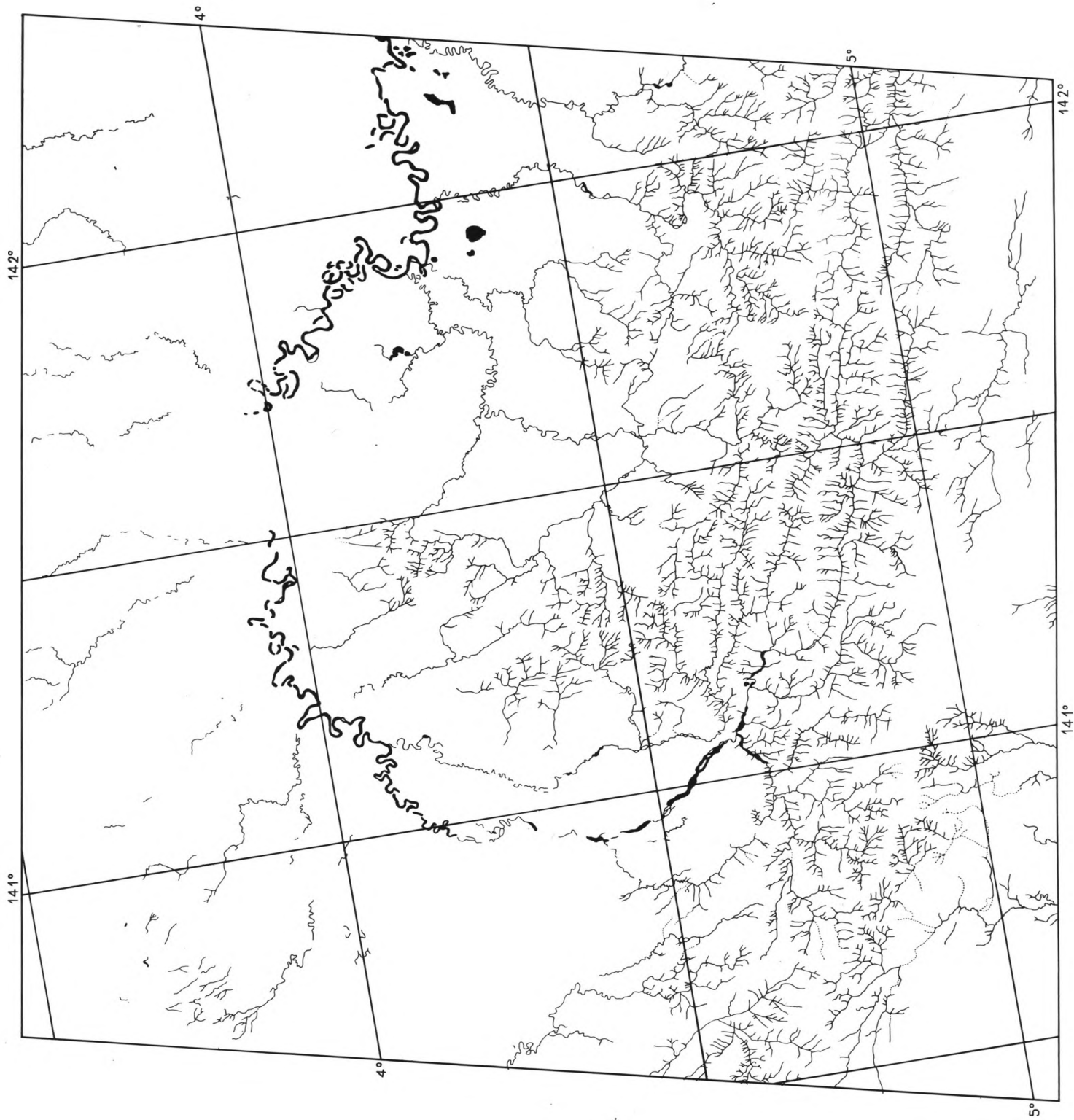


Abb. 7: Das Flußsystem des oberen und mittleren Sepik und seiner Nebenflüsse nach der LANDSAT-Auswertung, Maßstab 1 : 1.000.000



Abb. 9: Das Entwässerungsnetz des Blattes "Tanamerah" des holländischen Kartenwerkes 1:100.000 im Vergleich zu der LANDSAT-Auswertung dieses Bereiches (verkleinert auf 1:500.000). Die Einpassung der verkleinerten topographischen Karte erfolgte hier nicht über das Gradnetz sondern über die Darstellung des Flußlaufes des Digul.

Verwendung der Darstellung der Südküste Neuguineas auf dem Blatt SC-54 "Torres Strait" durchgeführt.

Ein Vergleich der LANDSAT-Auswertung (Abb. 8) mit den veröffentlichten topographischen Karten des Digul-Bereiches ergibt, daß auf den publizierten Karten umfangreiche Teile der Flußnetze mit gewissen Lagefehlern behaftet sind, die im allgemeinen zwar nur in bescheidenen Größenordnungen liegen (oft zwischen 1 bis 3 Kilometer) aber auch maximale Werte von ca. 5 Kilometern erreichen können. Die Verteilung dieser Lagefehler läßt dabei keinerlei Gesetzmäßigkeit erkennen.

Diese Überprüfung der publizierten Karten läßt den Schluß zu, daß durch die topographischen Aufnahmen während der Expeditionen und durch die Auswertung der Trimetrogon-Luftbilder zwar sehr genaue Darstellungen der einzelnen Ströme und Flüsse entstanden, daß aber gewisse Lagefehler der Flüsse bzw. Flußabschnitte zu einander nicht immer eliminiert werden konnten. Eine stichprobenhafte Kontrolle der topographischen Karten 1:100.000 dieses Gebietes bestätigte diesen Befund (Abb. 9).

Da das Flußgebiet des Digul bisher noch nicht in allen Bereichen mit LANDSAT-Szenen gedeckt ist, die einen so geringen Bewölkungsgrad zeigen, eine lückenlose Kontrolle der Flußnetze erlauben, kann derzeit nur auf das Auftreten von Lagefehlern in den publizierten Karten hingewiesen werden, eine komplette Überarbeitung dieser Karten mit Hilfe der LANDSAT-Szenen kann derzeit jedoch noch nicht durchgeführt werden.

Die LANDSAT-Auswertung des Verlaufes der Südküste Neuguineas deckt im betrachteten Bereich ebenfalls gewisse Lagefehler in den publizierten Karten auf. Gebietsweise dürften diese - wenigstens zu einem gewissen Grade - auch auf die besonders schnelle Veränderung dieser Küstenlinie durch die rezente Sedimentation zurückzuführen sein.

Diese Gegenüberstellungen zeigen erneut, daß die Auswertung von LANDSAT-Szenen wertvolle Verbesserungen der kleinmaßstäbigen kartographischen Erfassung insbesondere von wenig erforschten und schwer zugänglichen Arealen der Landfeste ermöglicht (vgl. COLVOCORESSES 1976). Sie zeigt aber auch eine Besonderheit der Sattel-

litenbild-Auswertung in den Tropen eindringlich: da die Satelliten des LANDSAT-Systems immer um ca. 9.30 Uhr Ortszeit diese Bereiche queren, zeigen die meisten Aufnahmen eine mehr oder weniger starke Wolkenbedeckung: ein Satelliten-System, das diese Zone zu einer früheren Tageszeit kreuzen würde, wäre hier vorteilhafter. Durch die zeitweise Aufstellung einer transportablen Empfangsstation für die Signale der LANDSAT-Satelliten könnte aber auch eine effektivere Nutzung der Daten dieses Systems erreicht werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- BÄR, C.B., CORTEL, H.J. & ESCHER, A.E. (1961): Geological Results of the Star Mountains ("Sterrengebergte") Expedition.- Nova Guinea, Geology, 4, 39-99, E.J. Brill, Leiden
- BEHRMANN, W. (1923): Erläuterungen zu den drei Karten "Der Sepik (Kaiserin-Augusta-Fluß) und sein Stromgebiet" im Maßstab 1:250.000.- 11 S. (Selbstverlag Ges. f. Erdkunde), Berlin
- " (1924): Das wesentliche Kaiser-Wilhelms-Land in Neu Guinea.- Ergänzungsheft 1, Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, 72 S., Berlin
- COLVOCORESSES, A.P. (1976): Applications to Cartography. Introduction.- 11-22. In: WILLIAMS, R.S. & CARTER, W.D. Edit.: ERTS-1 a new window on our planet.- Geol. Surv. Prof. Paper 929, 362 S. Washington
- HELMCKE, D. (1979): Das Entwässerungssystem der Nord-Seite des Zentralgebirges Irian Jayas (Indonesien) zwischen Hablifuri und Sepik nach LANDSAT-Szenen.- Mensch, Kultur und Umwelt im zentralen Bergland von West-Neuguinea. 4, 12 S. (D. Reimer), Berlin
- HOFFMANN, G. (1978): Forschungsprojekt Klimatologie.- Führungsblatt 5 Steinzeit - heute, Forschungen im Bergland von Neuguinea. Das interdisziplinäre West-Irian-Projekt.- Staatliche Mus. Preußischer Kulturbesitz Berlin, Mus. f. Völkerkunde, Abt. Südsee, 4 S., Berlin
- LE ROUX, C.C.F.M. (1935): De Exploratie.- 18-154. In: Molukken-Institut Edit.: Nieuw Guinee.- Vol. 1, 378 S. (J.H. de Bussy), Amsterdam
- MORREN, G. (1974): Settlement strategies and hunting in a New Guinea Society.- Ph. D. Thesis Columbia Univ., Univ. Microfilms, 424 S., Ann Arbor
- SCHILDER, G. (1969): Der Anteil der Niederländer an der Entdeckung von Australien bis Abel Jansz. Tasman und der Niederschlag in der Kartographie.- Diss. Univ. Wien (Ungedr.), Wien
- SCHULTZE JENA, L. (1914): Forschungen im Innern der Insel Neuguinea.- Ergänzungsheft 11, Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, 100 S. (E.S. Mittler und Sohn), Berlin
- WICHMANN, A. (1909): Entdeckungsgeschichte von Neu-Guinea (bis 1828).- Vol. 1, 387 S. (Brill.), Leiden
- " (1910): Entdeckungsgeschichte von Neu-Guinea (1828 bis 1885).- Vol. 2/1, 1-369 (Brill.), Leiden
- " (1912): Entdeckungsgeschichte von Neu-Guinea (1885 bis 1902).- Vol. 2/2, 330-1026 (Brill.), Leiden

DIE FOSSIL-LAGERSTÄTTE IN DER KOHLEGRUBE GUIMAROTA (PORTUGAL)
UND DER ERSTE FUND EINES DOCODONTIDEN-SKELETTES

von

S. HENKEL⁺ und G. KRUSAT⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Die oberjurassische Fossilagerstätte in der Kohlegrube Guimarota (Portugal) wird beschrieben. Außerdem wird ein neuer wichtiger Fund, das nahezu vollständige Skelett von *Haldanodon* (Mammalia, Docodonta) vorgestellt.

ABSTRACT

A description is given of the fossil-deposit in the coal-mine Guimarota (Upper Jurassic, Portugal). Furthermore a new important find, the near-complete skeleton of *Haldanodon* (Mammalia, Docodonta) is presented.

RESUMO

Se faz uma descrição do depósito de fósseis na mina de carvão Guimarota (Jurássico sup., Portugal). Além disso s'apresente uma descoberta nova e importante de um esqueleto quase-completo de *Haldanodon* (Mammalia, Docodonta).

Im Herbst und Winter 1972 wurde mit beträchtlichem Aufwand die offengelassene, wassererfüllte Kohlegrube Guimarota/Leiria, Mittelportugal, bis zu einer Teufe von 60 m aufgewältigt (Abb. 1).

Aufgrund der ungleichen Verteilung von Tetrapodenfunden in der übertage auf Halde liegenden Kohle war zu erkennen, daß die Wirbeltierreste nicht gleichmäßig in den zwei ca. 5 m mächtigen Kohlemergelwechselfolgen verteilt sind, siehe Abb. 1, sondern daß sie an bestimmten Orten angereichert sein mußten. Nach vielen anfänglichen Schwierigkeiten und Rückschlägen wurde dann Anfang April 1974 ein ca. 60 cm mächtiges Flöz mit der gewünschten Konzentration angefahren (Abb. 1). Seither werden die stärker kohleführenden Partien dieser Bank bergmännisch abgebaut, gefördert und paläontologisch untersucht und ausgebeutet⁺⁺.

Die Zusammensetzung der Gesteine der Fundschicht schwankt in weiten Grenzen. Der Aschegehalt überschreitet oft 30%, so daß man dann nicht mehr von Kohle im engeren Sinne sprechen kann.

⁺ Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Siegfried Henkel und Dr. Georg Krusat, Institut f. Paläontologie d. FU Berlin, 1000 Berlin 33, Schwendener Str. 8

⁺⁺ Über Grabungstechnik wurde an anderer Stelle berichtet (HENKEL 1966, HENKEL & KOHNE 1966, KOHNE 1968b).

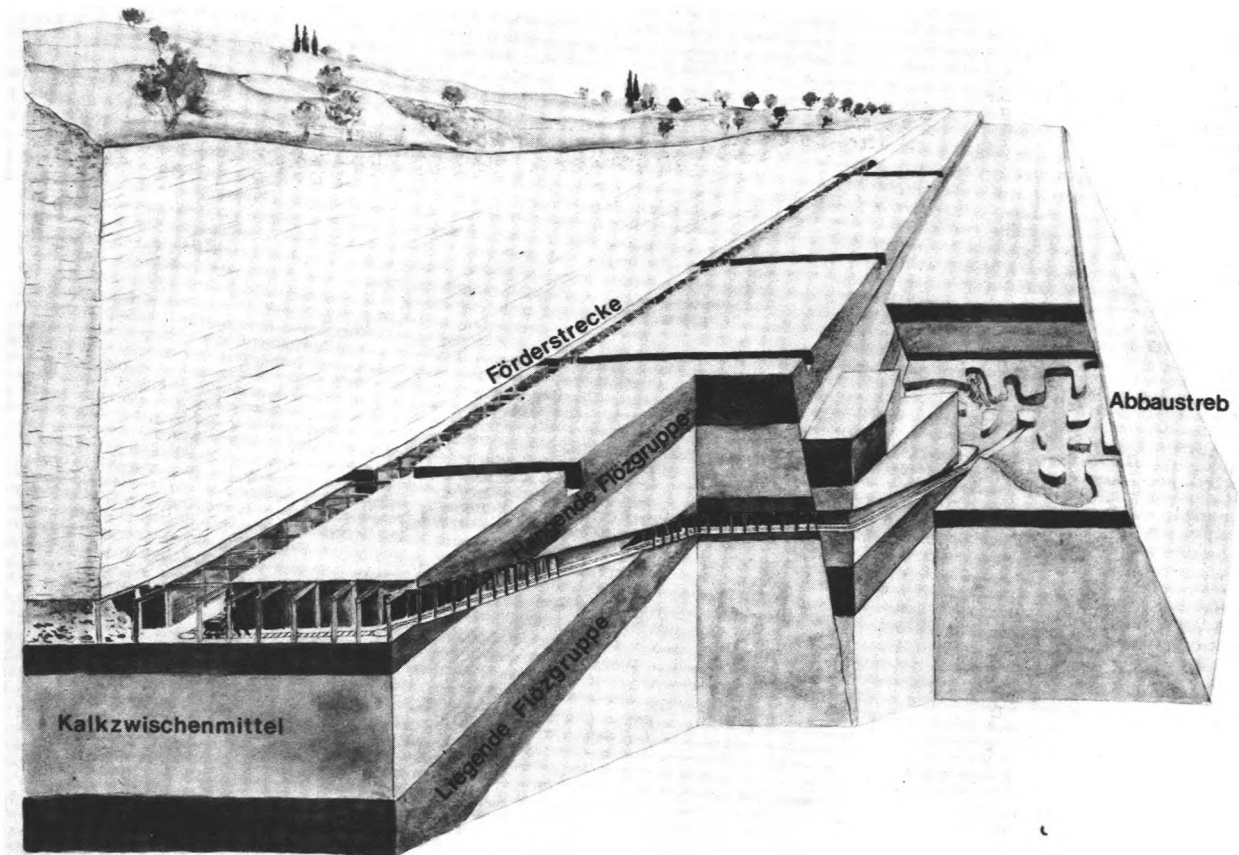


Abb. 1: Lage des "Fundflözes" in der Grube Guimarota, Leiria/Mittelportugal. Blockbild nicht maßstäblich. Länge des Schrägstollens 220 m, Einfallen der Schichten und des Stollens ca. 22° S. Länge des Horizontalstollens zurück nach NNE ca. 100 m. Tiefe des Abbaustrebes ca. 60 m unten Stollenmundloch. Aufnahme und Grobentwurf: S. Henkel Ausführung: P. Berndt

In erster Annäherung kann man 4 Gesteinstypen unterscheiden (Abb. 2).

- 1) Schwarzes bis dunkelbraunes Gestein, oft mit mm-großen Kalkhäutchen. Es dürfte aus der Zersetzung von feinerer Pflanzensubstanz wie Blättern, Stengeln usw. entstanden sein. Man kann es der Steinkohlennomenklatur folgend als Micrinit bezeichnen.
- 2) Vitrinit tritt deutlich in cm bis m langen Einschaltungen in allen Horizonten der Fundschicht in wechselnder Dichte auf. Es handelt sich eindeutig um zusammengepreßte Holzkörper.
- 3) Kohlemergel ist mit 5-30 cm mächtigen Bänken in die Folge eingeschaltet. Die Zusammensetzung entspricht qualitativ Typ 1. Der höhere Mergelanteil bedingt ein deutliches Ansteigen der Härte. Zwischen Typ 1 und 3 sind alle Übergänge möglich. Deutlich unterscheidbar sind nur die Endglieder der Übergangsreihe. Eine eindeutige Grenze zwischen Typ 1 und 3 ist nur ausnahmsweise zu ermitteln.
- 4) Fusinit tritt in allen Gesteinstypen in wechselnder Dichte als rechteckige bis quadratische, cm-große Einsprenglinge auf.

Für die Ablagerungsbedingungen ergibt sich folgendes Bild: Am Boden eines Wasserkörpers mit schwacher Strömung bildete sich durch rasche Zufuhr pflanzlichen Materials ein faulschlammartiges Weichsediment, in das große Mengen von Baumstämmen und andere Holzkörper eingelagert waren. Die Grenzschicht zwischen O_2 -haltigem und O_2 -freiem Wasser lag im unregelmäßigen Wechsel entweder über dem Sediment oder im Sediment selbst. Die meisten Wirbeltierfossilien stammen aus dem Zerfall von Tierkadavern, die an der Wasseroberfläche langsam über das Sediment hinwegtrieben.

Diese Deutung basiert auf folgenden Beobachtungen:

- 1) "Mikrinit" und Kohlemergel bilden eine Wechselfolge von Bänken schwankender Mächtigkeit, in die "Vitrinit" unregelmäßig eingeschaltet ist. Gelegentlich kommt es durch Absinken der Holzkörper im weichen Sediment

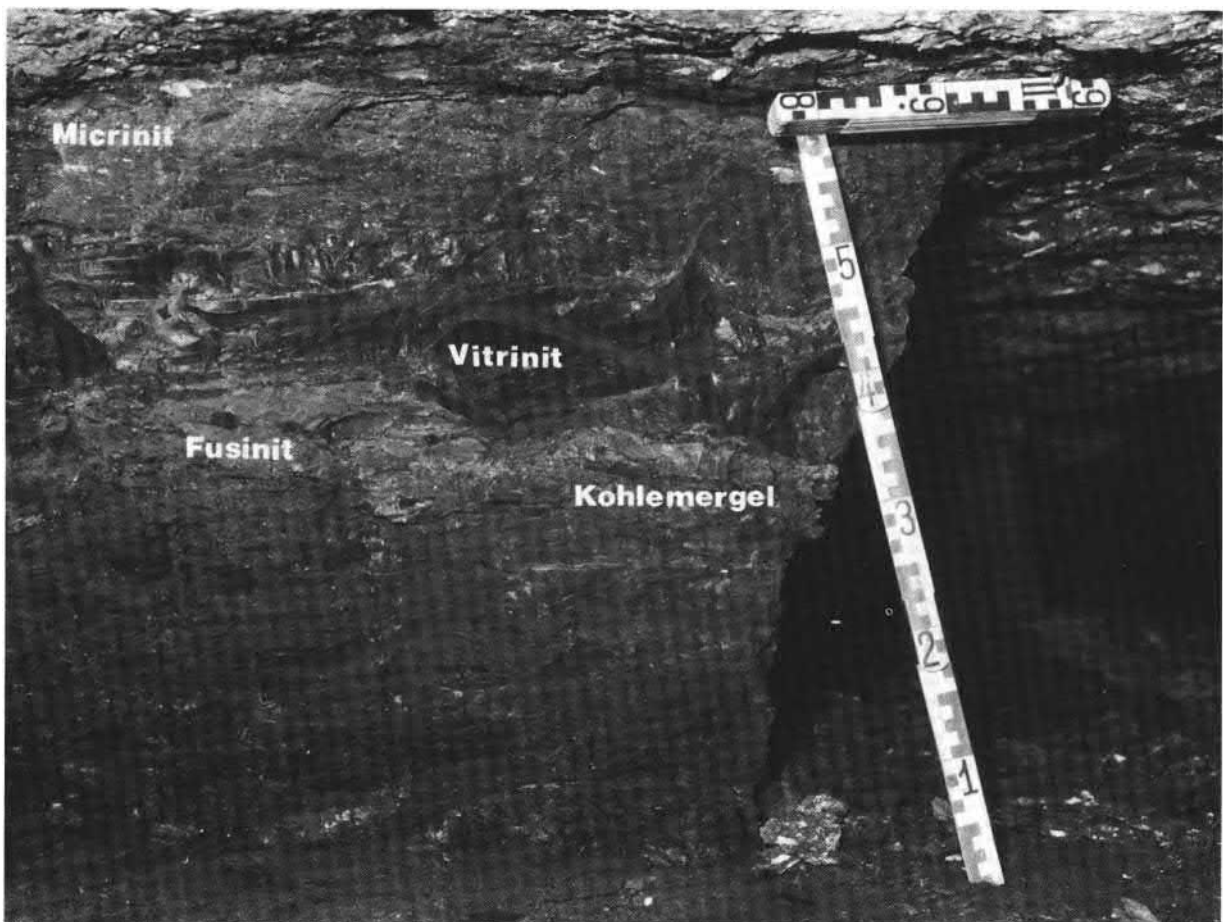


Abb. 2: "Fundflöz" im Abbaustreb. Die meisten Fossilien werden im hangenden Micrinit gefunden.

zu bankartigen "Vitrinitgebilden". Häufig sind absinkende Knochen durch Holz gestoppt worden und liegen heute unmittelbar auf Vitrinitoberflächen. Neben großen Vitrinitkörpern kann man häufig glänzende gestriemte, steil zur Schichtung stehende Rutschflächen erkennen, die durch ungleiche Zusammenpreßbarkeit des Ausgangsmaterials während der Sackung und der Diagenese zustandekamen.

- 2) Flözartige Einschaltungen von pyritreichem Gestein parallel zur Schichtfläche deuten auf eine Grenze zwischen O_2 -haltiger und O_2 -freier Umgebung hin.
- 3) Autochthone Muschelpflaster, wie sie generell als Hangendes des Fundflözes ausgebildet sind, fordern ein O_2 -haltiges Milieu.
- 4) Bei den Wirbeltierfossilien handelt es sich zu 90% um einzelne isolierte Skelettelemente, die nicht statistisch, sondern in \pm NE-SW streichenden elliptischen "Fundkörpern" im Gestein eingelagert sind.

Zur Altersstellung des fraglichen Gesteins gibt es verschiedene Meinungen: Von Seiten der Ostrakodenstratigraphie wird ein Kimmeridgiumalter postuliert (HELMDACH 1968). Paläobotanische bzw. palynologische Untersuchungen ergeben hingegen Indizien, die auf ein Oxfordiumalter hindeuten (BRAUCKMANN 1978; mündliche Mitteilung Dr. van Erve 1979).

Wie aus Abb. 1 zu erkennen ist, ist die gesamte Schichtfolge durch \pm N-S streichende, verschieden steil nach E einfallende Abschiebungen in eine nach W ansteigende Treppe zerlegt. Auf diese Weise ist die Wirbeltierlagerstätte im E und W begrenzt. Ihre E-W Erstreckung liegt bei 40-50 m.

Die nunmehr fast 6 Jahre dauernde Ausbeutung der Wirbeltierlagerstätte erbrachte neben einer Überfülle von Fisch-, Amphibien- und Reptilresten⁺ ca. 2000 isolierte Zähne und knapp 1000 Bezahnungen von Vertretern

⁺ Grabungstechnik siehe S. HENKEL 1966



Abb. 3: Skelett von *Haldanodon expectatus* KOHNE & KRUSAT 1972 aus dem Kimmeridge der Kohlengrube Guimarota bei Leiria (Portugal)(3x vergr.). Der Vorderschädel und der vordere Teil der rechten Unterkieferhälfte wurden beim Spalten der Kohle vom Hauptkomplex getrennt (Photo: P. Großkopf).

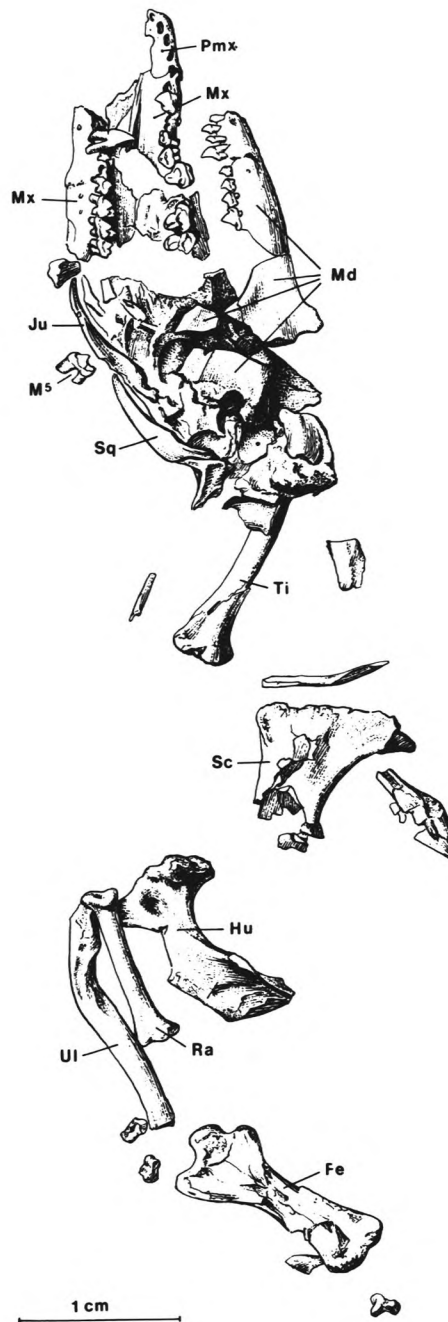


Abb. 4: Zeichnung des Schädels in ventralen Ansicht und daran anschließender Teile des postcranialen Skelettes in ihrer ursprünglichen Lage. Der vordere Schädel und Unterkiefer wurden in der Zeichnung an den Hinterschädel angefügt. Auf die Wiedergabe der restlichen isolierten Knochen wurde hier verzichtet. Erklärung der Abkürzungen: Fe (Femur) Schenkelbein, Hu (Humerus) Oberarmbein, Ju (Jugale) Jochbein, M⁵ (5. oberer Molar) Backenzahn, Md (Mandibula) Unterkiefer, Mx (Maxillar) Oberkiefer, Pmx (Praemilla) Zwischenkiefer, Ra (Radius) Speiche, Sc (Scapula) Schulterblatt, Sq (Squamosum) Schuppenbein, Ti (Tibia) Schienbein, Ul (Ulna) Elle.
(Zeichnung: P. Berndt)

ausgestorbener Säugetierordnungen, die im Übergangsfeld an der Basis der Klasse Mammalia stehen. Von den bisher bekannten Ordnungen aus dieser Zeit

Triconodonta
Docodonta
Multituberculata
Symmetrodonta
Eupantotheria

sind Docodonten (KRUSAT 1973), Multituberculaten (HAHN 1969, 1971, 1977a, 1977b, 1978a, 1978b) und Eupantotherien (BUTLER & KREBS 1973, HENKEL & KREBS 1977, KREBS 1969, 1971) im Fundgut vertreten.

Schon diese obengenannten Fragmente hätten zur beträchtlichen Steigerung der Kenntnis über das Entstehen der Säugetiere geführt. Die Gruppe Docodonta z.B. war vorher nur durch wenige Kieferbruchstücke und isolierte Zähne dokumentiert. Komplette Schädel oder postkraniale Skelette waren völlig unbekannt. Das gleiche gilt für die anderen Ordnungen Pantotherier und Multituberculaten. Nach dem im Laufe der Zeit ein \pm kompletter Docodontierschädel und 10 sich mosaikartig ergänzende Schädelteile dieser Ordnung geborgen werden konnten, und 1974 das fast vollständige Skelett eines Vertreters der Ordnung Pantotheria zum Vorschein kam, bildet der Fund des hier vorgestellten Skelettorsos der Ordnung Docodontia einen weiteren Höhepunkt in der Grabungsarbeit unseres Institutes.

Bei einer kurzzeitigen Bearbeitung der Lagerstätte wären solche Funde sehr unwahrscheinlich gewesen, da der Lagerstättentyp aufgrund seiner Genese praktisch nur fragmentarisches Material liefert (s.o.). Erst die langjährige systematische Ausbeutung erlaubt es, hier vollständigere Aggregate zu gewinnen, deren Einbettung eine Ausnahme im biostratonomischen Geschehen bei der Lagerstättenbildung darstellt.

Der neue Fund ist ein Schädel der Docodontiden-Gattung *Haldanodon expectatus* KOHNE & KRUSAT 1972 mit wesentlichen Teilen des postcranialen Skelettes. Die Docodontidae sind eine Familie mesozoischer Säugetiere, deren Oberreste bis jetzt von vier Fundstellen im mittleren und oberen Jura Europas und Nordamerikas bekannt sind. Mit Ausnahme der Funde aus der Grube Guimarota handelt es sich dabei nur um Bruchstücke des Unterkiefers, bzw. in einem Falle auch des Oberkiefers. Schädel und nun auch Teile des Bewegungsapparates wurden bis jetzt nur bei unserer Grabung gefunden.

Die Docodontiden sterben als erste Gruppe der frühen Säugetiere offenbar bereits an der Jura-Kreide-Grenze aus und sind besonders interessant, weil sie in einem komplizierten Mosaik reptilische und säugetierhafte Merkmale vereinigen. Entsprechende Beobachtungen ließen sich bereits an Bruchstücken von Kiefern und einem Vorderschädel von *Haldanodon* ableiten, die von der ersten Guimarota-Grabung 1960-61 stammen (KRUSAT 1973, KOHNE 1961, 1968a). So hat *Haldanodon* gegenüber seinen obertriassischen Vorfahren das primäre Kiefergelenk völlig abgebaut und einen neuen Molarentyp entwickelt. Die akzessorischen Knochen des reptilischen Unterkiefers sind rudimentär in einer Vertiefung ("internal groove") in der Medialseite des Dentale angeheftet und erfüllen keine Gelenkfunktion mehr. Ihre Präsenz ließ sich bis jetzt nur von den Abdrücken ableiten, die sie dort hinterlassen haben. Vor kurzem wurde jedoch ein fast vollständig erhaltener Unterkiefer gefunden, an dem einer dieser Knochen, das Coronoid, als dünne Schuppe erhalten geblieben und nicht postmortal abgefallen ist. Das Säugetiermittelohr ist bei *Haldanodon* nicht angelegt worden. Neben weiteren Reptil-Merkmalen stehen typische Säuger-Eigenschaften, wie der Besitz eines kräftigen sekundären Kiefergelenkes und eines heterodontes Gebisses mit diphyodontem Zahnwechsel. Der Occlusionsgrad der Molaren ist für die niedrige Entwicklungsstufe von *Haldanodon* sehr fortschrittlich und ermöglichte ein scheres und ein zermalmendes Kauen. Merkmale im Bau des Unterkiefers und der Zähne, die Zahnusuren und die Rekonstruktion der Kiefern Muskulatur lassen als wahrscheinlich ansehen, daß *Haldanodon* bereits zu einer omnivoren Ernährungsweise übergegangen war.

Diese und weitere Aussagen, die an einem relativ spärlichen und schlechterhaltenen Material abgeleitet wurden, lassen sich durch die Ergebnisse der neuen Grabung in bedeutendem Maße ergänzen und erweitern. Seit 1973 ist eine Fülle von Oberresten von *Haldanodon* geborgen worden, unter denen der neue Fund besonders herausragt, da er neben dem typischen Schädel auch über wesentliche Teile des postcranialen Skelettes verfügt. Damit wird es jetzt auch endlich möglich sein, zusammen mit dem bereits bekannten Pantotherier-Skelett (HENKEL & KREBS 1977) die zahlreichen isolierten Knochen aus der Guimarota-Kohle zuverlässig einer der drei dort vertretenen Säugetiergruppen zuzuordnen.

Das *Haldanodon*-Skelett war bereits vor der Verfestigung des kohlebildenden Schlammes in seine Einzelteile zerfallen. Bei der Diagenese des Gesteines entstand durch den Wasserentzug außerdem ein bedeutender Volumenschwund, der dazu führte, daß der Hohlkörper des Kopfes völlig platgequetscht wurde. Der eine Unterkieferast ist dabei in mehrere Teile zerbrochen und mit seinem Hinterende regelrecht in die Basis des Hinterkopfschädels eingepreßt worden. Der Kohlebrocken, der das Skelett enthielt, war außerdem so unglücklich gespalten worden, daß der Schädel und andere Teile beschädigt wurden. Aus allen diesen Faktoren gestaltete sich die Präparation, die von Frau E. Drescher durchgeführt wurde, als äußerst schwierig. Es wurde dabei der Hauptteil des von der einen Seite präparierten Skelettes auf einen Träger aus transparentem Kunstharz überführt und dann von der anderen Seite her freigelegt. Dadurch ist eine hohe mechanische Haltbarkeit gegeben, das Skelett ist von allen Seiten her sichtbar, und die ursprünglichen Lagebeziehungen der Knochen bei der Einbettung bleiben gewahrt. Die Knochen, die nicht auf diese Weise festgelegt werden konnten, weil sie sich auf einer anderen Ebene in der Kohle befanden oder beim Spalten abgetrennt wurden, wurden einzeln freipräpariert und mit Cyanoacrylat gehärtet.

Der Hauptteil des Skelettes, der auf der künstlichen Matrix festgelegt ist, zeigt auf seiner freien Seite folgendes Bild (Abb. 3 und 4). Der Hinterkopfschädel ist von der Ventralseite sichtbar, auf der der hintere Teil der rechten Mandibel in mehreren Einzelteilen liegt. Neben dem Schädel befinden sich der rechte Jochbogen und ein isolierter rechter oberer Molar. An den Schädel anschließend und mit dem proximalen Ende teilweise unter diesem liegt die rechte Tibia. Es folgen mehrere unvollständige Knochen, von denen der größte der distale Teil des rechten Schulterblattes ist. Darauf folgend finden sich die drei Knochen der rechten Vordergliedmaße Humerus, Ulna und Radius. Den Schluß bildet der linke Femur. Außerdem finden sich verstreut einige kleine Knochen, die als Carpalia oder Tarsalia, bzw. Phalangen anzusprechen sind.

Unter den isolierten Skelettelementen wären zunächst Teile des Schädels zu nennen, nämlich der Vorderkopfschädel mit fast vollständig erhaltener Bezahnung der Maxillaria, das linke Praemaxillare mit vier leeren Alveolen sowie der Vorderteil der rechten Mandibel mit allen drei Incisiven, dem Caninus, den drei Praemolaren und den ersten Molaren. Davon getrennt liegt der Processus zygomaticus des linken Squamosum mit der Facette des Kiefergelenkes vor. Die restlichen isolierten Knochen sind ein vollständig erhaltener linker Humerus, der proximale Teil der linken Ulna, die beiden unvollständigen Scapulocoracoidea, teilweise mit Kopf versehene Rippenbruchstücke und Hand-, bzw. Fußwurzelknochen.

Auffällig ist, daß Teile der Wirbelsäule und des Beckens völlig fehlen. Wahrscheinlich wurden sie und die fehlenden Extremitätenknochen in der näheren Umgebung der geborgenen Reste eingebettet und dann beim Abbau der Kohle untertage von diesen abgespalten und nicht erfaßt. Ein Kohlebrocken mit den fehlenden Skelettelementen ist übertage nicht aufgefunden worden.

Da der Schädel in dorso-ventraler Richtung zusammengequetscht ist, ist die Schädelseitenwand zusammengefaltet und nicht rekonstruierbar. Anders sieht die Erhaltung bei den postcranialen Knochen aus. Hier sind nur der Femur, der offensichtlich über eine weite Markhöhle verfügte und die große plattige Scapula in geringem Maße verdrückt. Die übrigen Knochen befinden sich in ausgezeichnetem Zustand.

Eine eingehende Beschreibung und Deutung dieser und weiterer postcranialer Knochen von *Haldanodon* soll einer ausführlichen Monographie vorbehalten bleiben. An dieser Stelle sollen nur einige Beobachtungen mitgeteilt werden, die sofort bei der Betrachtung der Vorderextremität auffallen. Der sehr kräftige Humerus ist von gedrungener sanduhrförmiger Gestalt. Die Längsachsen des proximalen und distalen Endes des Humerus stehen im Winkel von etwa 60° zueinander. An dem stark verbreiterten Distalende ist ein Canalis entepicondyloideum ausgebildet. Eine Fossa olecrani ist nicht vorhanden. Die Ulna ist durch ein sehr großes Olecranon ausgezeichnet, das als langer Hebelarm für die Streckmuskeln des Ellenbogengelenkes wirkte. Der Radius ist etwas schwächer, bildet jedoch die weitaus größere Gelenkfläche für die Handwurzel aus. Die Tarsalia oder Carpalia, bzw. Phalangen sind sehr kurz und breit. Der Schultergürtel ist als Scapulocoracoid mit einem halbmondförmigen Glenoid ausgebildet. Die Scapula besitzt ein markantes Acromion und eine Spina scapulae.

All diese Merkmale der Vordergliedmaße von *Haldanodon* zeigen eine überraschende Übereinstimmung zu dem rezenten Monotrematen *Trachyglossus* (NAUCK 1938, STARCK 1979). Es kann vermutet werden, daß *Haldanodon* wie dieses primitive Säugetier eine mehr "reptilische" Art der Armstellung besaß, bei der der Humerus horizontal gestellt und lateral gerichtet war. Der Arm war also nicht wie bei den fortschrittlichen Säugern senkrecht und säulenförmig unter den Körper gezogen, sondern von diesem abgespreizt. Möglicherweise läßt sich

für *Haldanodon* auch eine grabende Lebensweise postulieren. Es sind jedoch funktionsmorphologische Untersuchungen und eingehende Vergleiche mit fortgeschrittenen Therapsiden, anderen mesozoischen Säugetieren und Skelettpräparaten von Monotrematen notwendig, bevor weitergehende Aussagen möglich werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- BRAUCKMANN, C. (1978): Beitrag zur Flora der Grube Guimarota (Ober-Jura, Mittelportugal).- *Geologica et palaeontologica*, 12, 213-222, Marburg/Lahn
- BUTLER, P.M. & KREBS, B. (1973): A pantotherian milkdentition.- *Paläont. Z.*, 47 H. 3/4, 256-258, Stuttgart
- HAHN, G. (1969): Beiträge zur Fauna der Grube Guimarota Nr. 3. Die Multituberculata.- *Palaeontographica*, Abt. A, 133(1/3), 1-100, Stuttgart
- " (1971): The dentition of the Paulchoffatiidae (Multituberculata, Upper Jurassic).- *Mem. Serv. Geol. Portugal, N.S.*, 17, 1-39, Lissabon
- " (1977a): Neue Schädel-Reste von Multituberculaten (Mamm.) aus dem Malm Portugals.- *Geologica et Palaeontologica*, 11, 161-186, Marburg/Lahn
- " (1977b): Das Coronoid der Paulchoffatiidae (Multituberculata; Ober-Jura).- *Paläontol. Z.* 51, (3/4), 246-253, Stuttgart
- " (1978a): Milch-Bezahlungen von Paulchoffatiidae (Multituberculata, Ober-Jura).- *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1978(1), 25-34, Stuttgart
- " (1978b): Neue Unterkiefer von Multituberculaten aus dem Malm Portugals.- *Geologica et Palaeontologica*, 12, 177-212, Marburg/Lahn
- HELMDACH, F.F. (1966): Stratigraphie und Tektonik der Kohlengrube Guimarota bei Leiria (Mittel-Portugal) und ihrer Umgebung.- 75 S. (Unveröff. Dipl. Arb. Freie Universität Berlin)
- HENKEL, S. (1966): Methoden zur Prospektion und Gewinnung kleiner Wirbeltierfossilien.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 3, 178-184, Stuttgart
- HENKEL, S. & KREBS, B. (1977): Der erste Fund eines Säugetier-Skelettes aus der Jura-Zeit.- *Umschau Wiss. Tech.*, 7, 217-218, Frankfurt/Main
- HENKEL, S. & KOHNE, W.G. (1966): Methoden und Ergebnisse der Guimarotagrabungen (Kimmeridge, Mittelportugal 1959-1963).- *Z. deutsch. geol. Ges.*, 116, S. 972, Hannover
- KREBS, B. (1969): Nachweis eines rudimentären Coronoids im Unterkiefer der Panthotheria (Mammalia).- *Paläont. Z.*, 43, 57-63, Stuttgart
- " (1971): Evolution of the mandible and lower dentition in dryolestids, Panthotheria (Mammalia). In: D.M. KERMAK & K.A. KERMAK (eds.) *Early Mammals*, *Zool., J. Linn. Soc.* 50, (Suppl. 1), 89-102, London
- KRUSAT, G. (1973): Beiträge zur Kimmeridge-Fauna der Kohlengrube Guimarota (Leiria, Portugal), *Haldanodon exspectatus* KOHNE & KRUSAT 1972 (Mammalia, Docodonta).- 158 S., 32 Abb., Berlin (Zentrale Universitätsdruckerei FU-Berlin)
- KOHNE, W.G. (1961a): Eine Mammalierfauna aus dem Kimmeridge Portugals.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 7, 374-381, Stuttgart
- " (1968a): Kimmeridge Mammals and their bearing on the phylogeny of the Mammalia.- In: E.J. DRAKE (Ed.), *Evolution and Environment* (Yale Univ. Press), 109-123, New Haven
- " (1968b): Contribuição para a Fauna do Kimmeridgiano da mina de lignito Guimarota (Leiria Portugal), I Parte: History of discovery, report on the work performed, procedure technique and generalities.- *Mem. (N.S.) Serv. Geol. Portugal*, 14, 7-20, Lisboa
- KOHNE, W.G. & KRUSAT, G. (1972): Legalisierung des Taxon *Haldanodon* (Mammalia, Docodonta).- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 3, 300-302, Stuttgart
- NAUCK, E. (1938): Extremitätenskelett der Tetrapoden.- In: L. BOLK u.a. (Eds.), *Handbuch der vergleichenden Anatomie der Wirbeltiere*, 5, 71-241, Neudruck 1967 (Asher), Amsterdam
- STARCK, D. (1979): *Vergleichende Anatomie der Wirbeltiere*.- II, 776 S., (Springer Verlag), Berlin, Heidelberg, New York.

NEUE STRATIGRAPHISCHE UND PALAEOGEOGRAPHISCHE ERGEBNISSE
AUS DEM NORDWEST-SUDAN

von

E. KLITZSCH⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Der Nordwest-Sudan wird im Grenzbereich zu Libyen und Ägypten außerhalb anstehenden Präkambriums von klastischen Sedimenten bedeckt, die bisher pauschal in die Nubische Serie gestellt und nicht stratigraphisch zugeordnet wurden. Nach den Ergebnissen eigener Felduntersuchungen umfassen diese Serien marine Ablagerungen des Silurs, fluviatile und limnische, die Devon bis Karbon angehören, sowie vorwiegend fluviokontinentale Serien, die teils der Permo-Trias, teils dem Jura, der Unterkreide und der Oberkreide zuzuordnen sind und die weitgehend unter feuchten bis wechselfeuchten Klimabedingungen abgelagert wurden.

Den Schüttungsrichtungen der paläozoischen Sandsteine ist ein weitgehend SE-NW gerichtetes Strukturrelief zu entnehmen. In Permo-Trias und in weniger deutlichem Maße auch in Jura und Kreide erfolgte Schüttung aus nördlichen bis östlichen Richtungen. Entlang der ägyptisch-sudanesischen Grenze ist eine Hochlage zu postulieren, deren Rekonstruktion von praktischer Bedeutung für die Frage des Grundwasserzuströmes zum südägyptischen Dakhla-Becken ist.

ABSTRACT

The clastic sediments of Northwestern Sudan, known as the Nubian Series, have not been classified stratigraphically until now. Recent field investigations revealed that they consist of Silurian marine sediments, Devonian to Carboniferous fluvial and limnic deposits, plus a series of fluvio-continental sediments of partly Permo-Triassic, partly Jurassic to Lower and Upper Cretaceous age. The latter sequence was deposited under relatively humid climatic conditions.

The Paleozoic sediments exhibit NW-SE striking depositional structures, while the Mesozoic material probably came from the north or east. The reconstruction of a supposed highland along the Egyptian-Sudanese frontier offers additional information about the supply of groundwater to the nearby Dakhla Basin.

⁺ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Eberhard Klitzsch, Technische Universität Berlin
1000 Berlin 12, Hardenbergstr. 42.

RESUME

Le Soudan nord-occidental, dans sa partie voisine à la Lybie et à l'Egypte, est formé de roches précambriennes, qui sont recouvertes de sédiments clastiques, jusqu'à présent globalement attribués à la Série Nubienne sans que leur stratigraphie ait été examinée en détail. D'après les résultats de recherches personnelles sur le terrain ces séries comportent des dépôts marins du silurien, des dépôts fluviatiles et lacustres allant du dévonien au carbonifère, ainsi que des séries avant tout fluvioc continentales, attribuables en partie au permo-trias, au jurassique, au crétacé inférieur et supérieur et qui ont été déposées sous des conditions climatiques humides plus ou moins variables.

A partir des directions de sédimentation des grès paléozoïques il est possible de reconnaître un relief structural d'orientation principale SE-NW. Au cours du permo-trias, ainsi que moins nettement observable au cours du jurassique et du crétacé la sédimentation de ces grès eut lieu avec une nette provenance septentrionale à orientale. Le long de la frontière entre l'Egypte et le Soudan une haute zone est à postuler. La reconstruction de celle-ci est de valeur pratique en ce qui concerne l'affluence des eaux souterraines intéressant le bassin de Dakhla en Egypte méridionale.

1. EINLEITUNG

Die geologische Erforschung des Nordwest-Sudan ist bisher über erste Ansätze nicht hinausgekommen (MENSCHIKOFF, 1926, SANDFORD, 1935). Besser untersucht sind die angrenzenden Gebiete Libyens, deren stratigraphische Interpretation aber stark revisionsbedürftig ist. In Südwest-Ägypten wurde von Berlin aus seit 1976 gearbeitet, die wesentlichen Ergebnisse sind den neueren Arbeiten des Literaturverzeichnis zu entnehmen. Dem ist nur hinzuzufügen, daß das Präkambrium auch in Ägypten noch kaum bearbeitet ist, und daß meine eigene Interpretation innerhalb der paläozoischen Serien noch ergänzt und in Bezug auf die Zuordnung der möglichen Tillite auch modifiziert werden muß (KLITZSCH, 1979). Eine zusammenfassende Darstellung zur Erforschungsgeschichte dieses Gebietes und der angrenzenden Areale in Libyen und im Sudan ist ebenfalls der oben zitierten Arbeit zu entnehmen.

Mein eigener Kontakt zur Geologie des nordwestlichen Sudan beruht bisher lediglich auf einer kurzen Informationsreise, die ich im Herbst 1978 entlang der libyschen Grenze bis etwa zum 20. Breitengrad zusammen mit J.C. HARMS (Denver), F.K. LIST, B. MEISSNER und H. SCHMITZ (FU Berlin) sowie C. PROCTER (Kairo) und A. EL SHAFIE (Khartoum) unternahm. Die Ergebnisse dieser Reise haben vorläufigen Charakter, sollten aber wegen der zahlreichen neuen Erkenntnisse mitgeteilt werden. Den Kollegen, die mich auf dieser in die entlegensten Teile der Ostsahara führenden Reise begleiteten, bin ich für Anregungen und kameradschaftliche Hilfe dankbar. Mein Dank gilt auch Madame A. LEJAL-NICOL (Paris), die eine erste Bewertung der aufgesammelten Flora vornahm, sowie Herrn A. SEILACHER (Tübingen), der die Spurenfossilien begutachtete.

2. STRATIGRAPHIE UND PALAEOGEOGRAPHIE

2.1 Paläozoikum des Gebel Uweinat

Seit MENSCHIKOFF (1926) ist vom Südrand des Uweinat Massives Karbon bekannt, das mit Pflanzen belegt ist und das dort diskordant auf gefalteten präkambrischen Serien liegt. Zu der Einstufung, die offenbar schon MENSCHIKOFF zweifelhaft war, ist zu sagen, daß unsere Funde von *Archaeosigillaria* sp., *Lepidendropsis* sp. und *Preaclostigma* sp. eher für devonisches Alter sprechen (Karkur Mur). Diese knapp 100 bis 150 Meter dicke Sandsteinserie hauptsächlich fluviokontinentaler bis limnischer Entstehung mit vorwiegend von SE nach NW gerichteter Schüttungstendenz wird von 70 bis 100 Meter überwiegend limnischem, teilweise warvenähnlichem tonigem Siltstein bis siltigem Feinsandstein überlagert. Auf einigen der Siltsteinbänke tritt als einziges Zeichen organischen Lebens massenhaft eine charakteristische Lebensspur auf, die von A. SEILACHER (mündliche Mitteilung) mit *Isopodichnus* angegeben wird, nach Vergleichen mit entsprechenden Formen aus nichtmarinen Ablagerungen beispielsweise des Old Red.

Am Nordostrand des Uweinat Massives (Karkur Talh) sind beide beschriebene Einheiten in ähnlicher Mächtigkeit und Ausbildung vorhanden. Während jedoch im Süden innerhalb der von uns als Lake Beds bezeichneten Serie in stärkerem Maße fluviatile und deltaische Schüttungen eingelagert sind, treten diese im Norden nur noch wenig in Erscheinung. Wichtiger ist jedoch, daß im Norden (Karkur Talh) die pflanzenführende Serie, die wahrscheinlich zumindest in ihrem Unterteil dem Devon angehört, nicht direkt auf Präkambrium liegt. Sie wird hier vielmehr von einer 150 Meter dicken Sandsteinserie unterlagert, die in ihren untersten 70 bis 80 Metern voller *Scolithus*-ähnlicher Bauten ist, und die vereinzelt auch *Harlania* sp. führt. Wir haben diese Serie "Karkur Talh Formation" genannt. *Harlania* sp. und *Scolithus*-ähnliche Bioturbationen kommen weiter nördlich im südlichen Vorland des Abu Ras Plateaus in Sandsteinen ähnlicher Fazies zusammen mit *Cruziana acacensis* SEILACHER vor (KLITZSCH, 1979). Sie stellen küstennahe Schelfablagerungen des Silurmeeres dar. Der fluviatile Oberteil dieser Serie könnte jedoch bereits ins Unterdevon gehören. Bisher waren vom Gebel Uweinat keine Sedimente bekannt, die älter sind als Karbon oder allenfalls Devon.

Der sedimentäre Oberbau des Uweinat sollte erst nach späteren Untersuchungen diskutiert werden. Hier stehen weitere etwa 700 Meter Sandstein an, für die aber noch keine nennenswerten stratigraphischen Kriterien vorliegen. Das gesamte paläozoische und mesozoische Sedimentpaket wurde durch das Eindringen des Gebel Uweinat Plutones aufgewölbt (vermutlich im Tertiär) und stellt jetzt an dessen Ostflanke ein isoliert in der Umgebung präkambrischer Gesteine gelegenes Sedimentvorkommen dar.

2.2 Paläozoikum und Mesozoikum des Nordwest-Sudan-Beckens

Südlich und südöstlich des Gebel Kissu Plutones werden die präkambrischen Gesteine von mehr oder weniger Ost-West-streichenden Sedimenten überlagert, die sehr flach nach Süden einfallen. Das in dieser Richtung gelegene Sedimentbecken ist heute vermutlich ein südöstlicher Ausläufer des Kufra Beckens von Südost-Libyen und dem Nordostteil der Republik Tschad. Inwieweit das während seiner gesamten Geschichte so war, ist noch zu klären.

Der Basisteil der sedimentären Abfolge wird südlich des Gebel Kissu von bis zu etwa 40 Meter mächtigem Sand-, Silt- und tonigem Siltstein gebildet, der neben fluviatilen bis deltaischen Schichten mit etwa NW-gerichteter convoluter Schichtung wohlgeschichtete Bänke mit Strömungs- und Oszillationsrippeln enthält. Auf Siltbänken tritt neben *Harlania* sp. auch *Cruziana acacensis* SEILACHER lokal massenhaft auf. Es handelt sich also um Ablagerungen aus dem Randbereich des Silurmeeres.

Überlagert wird diese Serie von wenigen Metern bis wenigen Zehnermetern von fluviatilem Sandstein (?Unterdevon), der seinerseits von einer maximal 50 Meter mächtigen tonigen Siltsteinserie abgedeckt ist. Diese Schichten entsprechen in Ausbildung und Position innerhalb des Profiles den Lake Beds des Gebel Uweinat Gebietes, nur daß die pflanzenführenden Sandsteine fehlen. Wie die Lake Beds enthalten sie auf einigen Bänken massenhaft *Isopodichnus*; sie sind also ohne wesentlichen Vorbehalt als Oberteil der bisher dem Devon bis möglicherweise Karbon zugeordneten Serie aufzufassen. Um ihre Stellung noch etwas mehr abzusichern, wenn auch nicht wesentlich zu präzisieren, seien paläobotanische Ergebnisse aus dem östlichen Vorland des Uweinat herangezogen, wo einzelne isolierte Vorkommen paläozoischer Sedimente erhalten sind. Dort liegt im Prinzip das gleiche Profil vor wie im nördlichen Uweinat einschließlich knapp 100 Meter mächtiger Sedimente des Silurs und 30 Meter fluviatiler Sandstein, der dem Unterdevon angehören könnte. Darüber folgen 50 Meter Pflanzensandstein, der konkordant in die dort 40 Meter mächtigen Lake Beds übergeht. Im Unterteil enthält der Pflanzensandstein nach LEJAL-NICOL (mündliche Mitteilung) *Precyclostigma*, im Mittelteil unter anderem *Archaeosigillaria*, *Lepidodendropsis* cf. *africanum*, *L. scobiniiformis*, *Lepidosigillaria intermedia*, *Precyclostigma candata*, *P. tardartense* und im Oberteil direkt unter den Lake Beds *Triphylopteris*. Diese Flora gehört nach LEJAL-NICOL im Unterteil ins Devon, im Mittelteil ins Unterdevon bis möglicherweise Unterkarbon und erst im Oberteil nach bisheriger Auffassung ins Unterkarbon. Damit kann angenommen werden, daß die Lake Beds etwa an der Wende Devon/Karbon abgelagert wurden.

Südlich und deutlicher aufgeschlossen etwa 100 Kilometer südsüdöstlich des Gebel Kissu werden die Lake Beds von einer 150 bis 200 Meter mächtigen Serie überlagert, die nach LEJAL-NICOL anhand von Strukturuntersuchungen an verkieselten Hölzern in die Permo-Trias eingestuft wird. Diese Serie nimmt in zweierlei Hinsicht eine Sonderstellung ein: einmal besteht sie fast durchgehend aus ausgesprochen schlecht sortierten und

schlecht klassierten Sandsteinen und vor allem Arkosen mit vorwiegend toniger Matrix. Eingelagert sind fossile lateritische Böden in teilweise mehreren Meter Mächtigkeit. Und außerdem wurde dieses Sediment vorwiegend aus nördlichen bis östlichen Richtungen geschüttet (siehe Abb.1). Es stellt also ein Umlagerungsprodukt dar, das von einer nördlich und östlich vorgelagerten Schwelle geliefert wurde. Das steht in Obereinstimmung mit der früheren Beobachtung, daß entlang dem Südrand des Dakhla Beckens Jura direkt auf Präkambrium liegt (erst westlich des Gilf Kebir schalten sich paläozoische Sedimente ein). In Perm und/oder Trias haben wir also entlang der ägyptisch-sudanesischen Grenze mit einer Schwelle zu rechnen, die das Dakhla Becken nach Süden begrenzte und von der aus unter feuchten bis wechselfeuchten Klimabedingungen Material in das Becken des Nordwest-Sudan transportiert wurde. Den Sedimenten sind verkieselte Baumstämme von nachweisbar über 30 Meter Länge und 1,5 bis 2 Meter Durchmesser eingelagert.

Über dieser Serie folgt 50 bis 100 Meter gut klassierter fluviatiler Sandstein mit Einlagerungen feinkörniger Sand- bis Siltsteinbänke, die im allgemeinen stark bioturbiert sind. Diese Serie entspricht vermutlich ähnlich ausgebildeten Schichten vom Südrand des Dakhla Beckens und vom nordöstlichen Vorland des Gebel Uweinat, die wir dort mit artenreicher Flora des Jura belegen konnten.

Diese Serie zeigt am Nordrand des Nordwest-Sudan-Beckens keine deutlich bevorzugte Schüttungsrichtung.

Sie wird überlagert von 100 bis 150 Meter mächtigem Sandstein, der durchgehend kreuzgeschichtet ist (meist trogkreuzschichtig) mit überwiegend West- bis Südwest-gerichteter Schüttungsrichtung im Unterteil, die im Oberteil auf nördliche Transportrichtungen dreht. Diese sehr sterile Serie entspricht vermutlich den Desert Rose Beds (KLITZSCH, 1978) beziehungsweise der Sabaya Formation (BARTHEL und BOETTCHER, 1978) und dürfte der Unterkreide zuzuordnen sein.

Darüber folgt eine zumindest 75 Meter mächtige Serie, in der fossile lateritische Böden mit fluviatilem, kreuzgeschichtetem Sandstein und bioturbiertem Siltstein wechsellagern. Auf Siltstein und Feinsandsteinbänken ist stellenweise massenhaft eine oberkretazische Flora erhalten, die vor allem verschiedene Arten von *Fico-phyllum*, *Laurophyllum* und *Platanophyllum* umfaßt, die weitgehend mit der Flora der Plant Beds oder Kharga Formation (KLITZSCH bzw. BARTHEL und BOETTCHER, 1978) des Dakhla Beckens übereinstimmt. Diese Serie gehört in die Oberkreide, sehr wahrscheinlich ins Cenoman, sie zeigt jedoch im Gegensatz zum Dakhla Becken keine marinen Einflüsse und wurde offenkundig unter feuchten bis wechselfeuchten klimatischen Bedingungen abgelagert. Die kreuzgeschichteten Partien zeigen keine sehr eindeutigen Transportrichtungen an, nach Süden und Westen gerichtete scheinen zu überwiegen.

3. AUSBLICK

Mit diesen als Zwischenergebnis anzusehenden Aufführungen ist einerseits der Beweis erbracht, daß das Nordwest-Sudan-Becken stratigraphisch und faziell gliederbar ist, und daß es nicht aus ausschließlich sterilen Sedimentserien besteht, wie das bisher angenommen wurde (SANDFORD, 1935). Ersten Niederschlag hat die Gliederung bereits in unserer vorwiegend mit den Methoden der Fernerkundung abgestützten Karte 1:500.000 Blatt Gebel Uweinat gefunden (KLITZSCH und LIST, 1979). Darüber hinaus deutet sich an, daß das südwestägyptische Dakhla Becken deutlicher als bisher angenommen nach Süden gegen den Nordsudan durch einen Schwellenbereich abgegrenzt ist. Daraus können sich Konsequenzen für die Frage der bisher aus südlichen Richtungen angenommenen Grundwasserergänzung ergeben. Bevor hierzu und zu anderen Fragen des Baues und der paläogeographischen Entwicklung dieses Raumes eindeutige Antworten möglich sind, bedarf es jedoch weiterer Feldarbeiten.

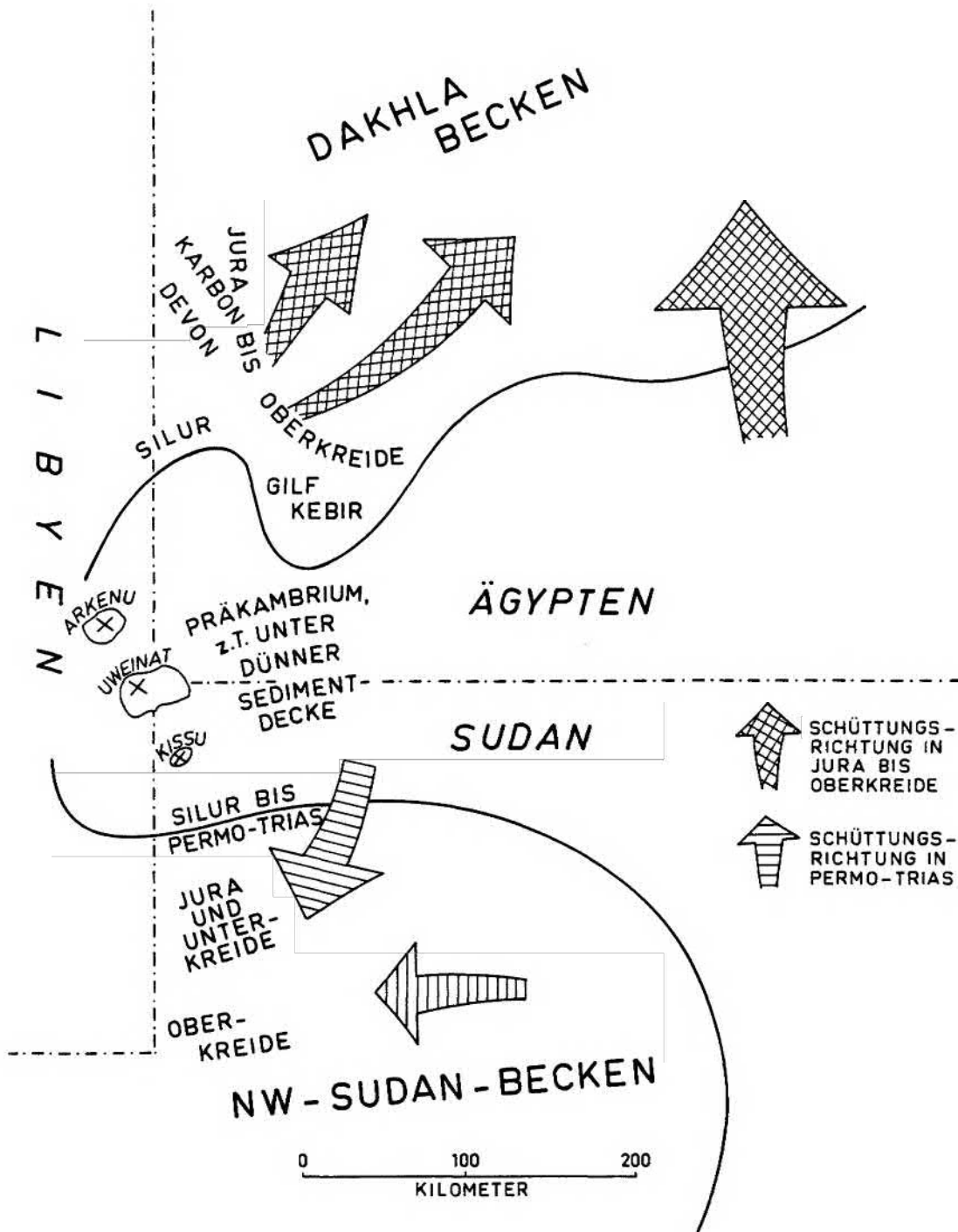


Abb. 1: Übersichtsskizze zur Geologie des Nordwest-Sudan und angrenzender Gebiete

4. LITERATURVERZEICHNIS

- BARTHEL, K.W. und BOETTCHER, R. (1978): Abu Ballas Formation (Tithonian/Berriasian; southwestern Desert, Egypt).- a significant lithostratigraphic unit of the former "Nubian Series".- Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., 18, 153-166, München
- KLITZSCH, E. (1978): Geologische Bearbeitung Südwest-Ägyptens.- Geol. Rdsch., 67, 509-520, Stuttgart
- " (1979): Zur Geologie des Gilf Kebir Gebietes in der Ostsahara.- Schönenberg Festschrift, Clausth. Geol. Abh., 30, 113-132, Clausthal-Zellerfeld
- KLITZSCH, E., HARMS, J.C., LEJAL-NICOL, A. & LIST, F.K. (1979): Major Subdivision and Depositional Environments of Nubia Strata, Southwestern Egypt.- AAPG Bull., 63, 6, 967-974, Tulsa
- KLITZSCH, E. & LIST, F.K. (1979): Geological Interpretation Map 1:500.000, Sheet 2521 Gebel Uweinat, TFH Berlin, Berlin
- MENSCHIKOFF, N. (1926): Observations Géologiques faites en cours de l'expédition de S.A.D. le Prince Kemal el Dine Hussein dans le désert de Libya (1925-26).- C.R.Ac.Sc., 183, 1047-1049, Paris
- SANDFORD, K.S. (1935): Geological observations in the North-West frontiers of the Anglo-Egyptian Sudan etc. Quart. Geol. Soc. London, XCI, 323-381, London.

DIE ENTWICKLUNG TEKTONISCHER GEFÜGE IN GEFALTETEN UND GESCHIEFERTEN SPILITKÖRPERN
AUS DEM OSTSAUERLÄNDER HAUPTSATTEL (RHEINISCHES SCHIEFERGEBIRGE)

von

K. WEBER⁺

ZUSAMMENFASSUNG

Im Ostsauerländer Hauptsattel treten gefaltete und geschieferte Spilitkörper auf, die aus schichtparallelen Intrusionen tholeiitischer Basalte hervorgegangen sind. Die in diesen relativ starren, prätektonisch statistisch isotropen Magmatiten angelegten tektonischen s-Flächen bilden die gleichen mechanischen Teilbewegungen ab, die auch in kompetenten Sedimentgesteinen des Rheinischen Schiefergebirges im Verlauf der Faltung und Schieferung beobachtet werden können. Darüber hinaus läßt sich aus der tektonischen Gefügeentwicklung der Spilite eine dextrale Rotation der Haupteinengungsrichtung im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels ableiten.

ABSTRACT

Strongly folded and foliated spilites can be observed in the Ostsauerländer Anticline. They are the result of concordant tholeiitic basalt intrusions. The arrangement of the s-planes in these relatively rigid, formerly isotropic magmatic rocks reflects the mechanism of deformation which was also responsible for the folding and foliation of the competent sedimentary rocks of the Rhein Schiefergebirge. In addition, the tectonic fabric of the spilites indicates that a dextral rotation of the main direction of contraction took place in the vicinity of the Ostsauerländer Anticline.

RESUME

Au sein du grand anticlinal du Sauerland oriental se trouvent des masses spilitiques plissées et schistosées, qui ont leur origine dans des coulées de basaltes tholeiitiques concordants à la stratification. Les foliations tectoniques imposées à ces roches éruptives relativement rigides et de comportement originaire statistiquement isotrope montrent les mêmes mouvements différentiels partiels mécaniques se trouvant dans les roches sédimentaires compétentes du massif schisteux rhénan, phénomène qui se développe au cours du plissement et de la mise en place de la schistosité. Dans cette zone il est de plus possible de mettre en évidence à partir de l'évolution structurale tectonique des spilites une rotation dextrale de la direction majeure de compression.

⁺ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. Weber, Geologisch-Paläontologisches Institut, Abt. für Tektonik, 34 Göttingen, Goldschmidtstr. 3

DANKSAGUNG

Die Untersuchungen wurden durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert, wofür ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft herzlich danken möchte.

1. EINLEITUNG

Im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge treten im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels eine Anzahl spilitischer Intrusivkörper auf, welche auch als "Intrusivdiabase" bezeichnet werden. Es handelt sich um präorogene, schichtparallele Intrusionen (SCHERP 1968) tholeiitischer Basalte (HERMANN & WEDEPOHL 1970) mit thermischen Kontakten (Adinolfsen) im Hangenden und Liegenden. SCHERP (1968) ordnet die Intrusivkörper aufgrund petrographischer und geochemischer Kriterien dem mitteldevonischen Hauptgrünsteinvulkanismus zu und deutet die große Häufigkeit der Intrusivkörper im SE-Teil von Blatt 4716 Bödefeld und im NW-Teil von Blatt 4717 Niedersfeld durch einen Zedernbaum-Lakkolithen.

Die Intrusivkörper erreichen Mächtigkeiten bis zu 150 m und lassen sich im Streichen bis zu 5 km weit verfolgen. Dabei werden die Spilitkörper allerdings durch Störungen mehrfach unterbrochen, so daß auch möglich ist, daß mehrere Linsen en échelon im Streichen hintereinander liegen. Die hier untersuchten Spilitkörper lassen sich etwa über 1300 m im Streichen verfolgen. Ihre Mächtigkeit beträgt 50 bis 150 m. Sie stecken in einer mindestens 1500 m mächtigen Folge mitteldevonischer Tonschiefer, den Fredeburger Schichten.

Innerhalb des sehr schwach metamorphen Rheinischen Schiefergebirges (very low grade sensu WINKLER 1976 bzw. Anchizone sensu KUBLER 1967) zeigt der Ostsauerländer Hauptsattel aufgrund mineralfazialer Kriterien (WEBER 1972) und aufgrund von Illit-Kristallinität und Inkohlung (KALKREUTH 1979, TEICHMÖLLER, R. u. M. & WEBER 1979, PAPROTH & WOLF 1973, WOLF 1972, WEBER 1972) einen relativ hohen Metamorphosegrad, in welchem sich der Übergang zur Grünschieferfazies andeutet. In diesem PT-Bereich ändern sich die rheologischen Eigenschaften Quarz-Phyllosilikat-reicher Gesteine infolge von Erholungs- und Rekristallisationsvorgängen in Richtung auf duktileres Materialverhalten. Die Tonschiefer der Fredeburger Schichten sind synkinematisch durchgreifend rekristallisiert (WEBER 1976).

Da die Erholungs- und Rekristallisationstemperaturen bei Feldspäten, insbesondere aber bei Hornblenden und Pyroxenen, wesentlich höher sind (NICOLAS & POIRIER 1976) als bei Quarz und Hellglimmern der umgebenden Sedimente, dürften die Unterschiede in den rheologischen Eigenschaften zwischen den plattenförmigen Spilitkörpern und den Tonschiefern im Verlauf der sehr schwachen Metamorphose relativ groß gewesen sein. Aus diesem Grunde werden in den Spiliten bruchhafte und in den Tonschiefern duktile Verformungen dominieren.

Basische Vulkanite sind allerdings aufgrund ihres Chemismus und der Instabilität ihrer primären Mineralphasen unter den Bedingungen der Diagenese und sehr schwachen Metamorphose sehr reaktive Gesteine, in denen eine Vielzahl von Mineralneubildungen eintritt. Diese Mineralneubildung ist nicht nur innerhalb des Kornverbandes zu beobachten, sondern ist besonders intensiv und durchgreifend auf allen Bruchflächen. Dabei dominieren auf den Verschiebungsflächen Chlorite und faserige Hornblenden (Grammatit und Aktinolith), während in Spaltenfüllungen Kalzit, Quarz und Feldspäte vorherrschen, daneben aber auch Chlorite und Hornblenden neben einer Vielzahl anderer Minerale wie Epidot, Prehnit, Klinozoisit, Axinit, Anthophyllit-Asbest, Datolith und Danburit (vergl. SCHERP 1968) vorkommen.

Diese Mineralisation der Bruchflächen, insbesondere durch Kalzit, Chlorit und asbestartige Hornblende verleiht dem geklüfteten Gestein eine höhere Mobilität durch verminderte Reibung auf Verschiebungsflächen. So sind die Spilitkörper von einer Vielzahl von Verschiebungsflächen durchsetzt, auf denen Harnische erkennbar sind, an denen sich in den meisten Fällen auch der relative Bewegungssinn ablesen läßt. So bilden die Spilitkörper zwar primär relativ starre Platten, die nur dominant bruchhaft deformiert werden können. Nach der Anlage der Bruchflächen ist durch deren Mineralisation jedoch eine relativ hohe Teilbeweglichkeit zu erwarten, und die weitere Deformation erfolgt durch Bruchfließen unter reduziertem Reibungswinkel auf den Verschiebungsflächen.

Die untersuchten Spilitkörper bilden plattenförmige Inhomogenitäten innerhalb der mächtigen und relativ homogenen Fredeburger Schichten. Die Wechselfolge von Tonschiefer und Spilit ist vergleichbar mit einer sedimentären Folge von inkompetenten und kompetenten Schichten. Sie unterscheidet sich aber von dieser dadurch, daß ein kompetentes Sedimentgestein wegen seines sedimentären Anlagerungsgefüges anisotrop ist, während

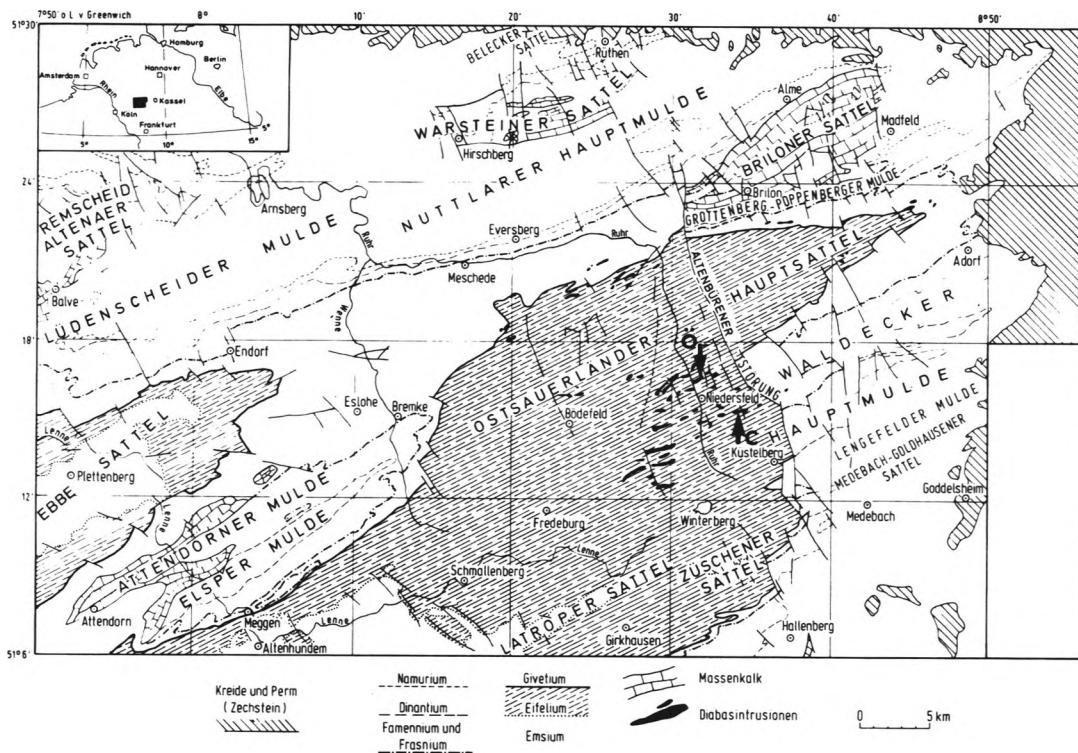


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges (nach EBERT 1956); \bar{O} : Öhrenstein; c: Clemensberg

sich ein plattenförmiger Spilitkörper wegen seines magmatischen Erstarrungsgefüges primär statistisch isotrop verhält. Es erschien deshalb interessant, das tektonische Gefüge einer solchen statistisch isotropen, relativ starren Inhomogenität innerhalb einer gefalteten und geschieferten, relativ duktilen Schichtenfolge zu untersuchen. Es wurden zwei Spilitkörper mit insgesamt etwa 1600 Meßwerten untersucht. Beide Vorkommen liegen auf Blatt 4717 Niedersfeld innerhalb überkippter Schichten auf der insgesamt relativ flachen SE-Flanke des Ost-sauerländer Hauptsattels.

Als Verschiebungsflächen werden im folgenden alle s-Flächen bezeichnet, auf denen Bewegungsspuren erkennbar sind. Klüfte zeigen weder tangentialer noch lateraler, makroskopisch erkennbare Bewegungskomponenten, während Spalten durch Mineralisationen gekennzeichnet sind. Zwischen Verschiebungsflächen und Spalten bestehen Übergänge. Spalte können als Verschiebungsflächen betätigt und Verschiebungsflächen zu Spalten geöffnet und mineralisiert worden sein. Sofern Bewegungsspuren erkennbar waren, wurden mineralisierte Flächen bei der Auswertung den Verschiebungsflächen zugerechnet. Bruchflächen mit sehr dünnen Bestegen, aber ohne Bewegungsspuren, wurden den Klüften zugerechnet.

2. DER SPILIT VOM ÖHRENSTEIN NÖRDLICH NIEDERSFELD

Der Spilitkörper vom Öhrenstein fällt in schichtparalleler, überkippter Lagerung mit 50° bis 60° nach SE ein. Er ist also im Verlauf der Faltung aus seiner ursprünglich horizontalen Lage um ca. 120° rotiert worden. Während der Rotation hat er nicht als starre Platte reagiert, sondern ist in die Kinematik der Faltung einbezogen worden. Darauf weisen die deutliche Schieferung und die zahlreichen Verschiebungsflächen und Spalten hin.

Für die Kinematik der Faltung haben Flächenscharen, welche im Streichen, d.h. in (h01) Position liegen, besondere Bedeutung. Im Spilit vom Öhrenstein treten solche Flächen als Verschiebungsflächen, Schieferflächen, Spalten und Klüfte auf (Abb. 2).

Die Verschiebungsflächen bilden sechs Maxima der Polpunktverteilung, die in Abb. 3 mit V_1 bis V_6 bezeich-

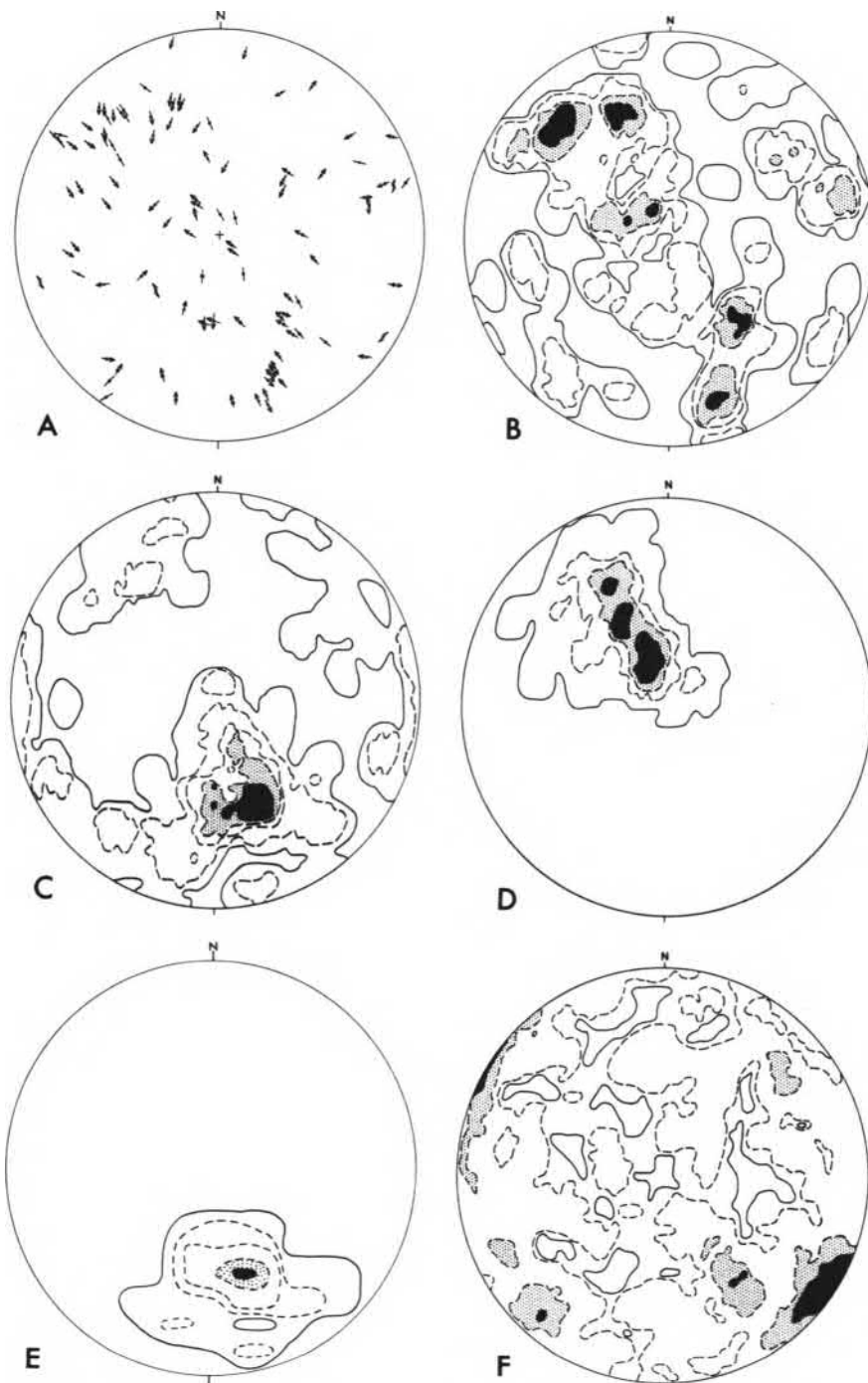


Abb. 2: Richtungsdiagramme tektonischer s-Flächen und Lineare vom Öhrenstein (Bl. 4717 Niedersfeld) SCHMIDT'sches Netz, untere Halbkugel).
A: 110 Lineare auf Verschiebungsflächen. Die Lineare sind im Polpunkt der jeweiligen Fläche dargestellt, Pfeile geben den Bewegungssinn der hangenden Scholle an.
B: 110 Verschiebungsflächen von Abb. 2A Stufung [%]: 0,8-1,6; 1,6-3,3; 3,3-5,0; 5,0; Dichtemax. b. 8,5
C: 183 Spalten. Stufung [%]: 0,5-1,6; 1,6-4,3; 4,3-6,5; 6,5-9,2; >9,2; Dichtemax. b. 12,6
D: 113 Schieferflächen. Stufung [%]: 0,8-4,4; 4,4-8,8; 8,8-13,2; >13,2; Dichtemax. b. 17,7
E: 40 Kalifeldspat führende Spalten. Stufung [%]: 0-5,0; 5,0-10,0; 10,0-20,0; 20,0-30,0; >30,0; Dichtemax. b. 36%
F: 296 Klüfte. Stufung [%]: 0,3-0,6; 0,6-2,3; 2,3-4,0; >4,0; Dichtemax. b. 6,8

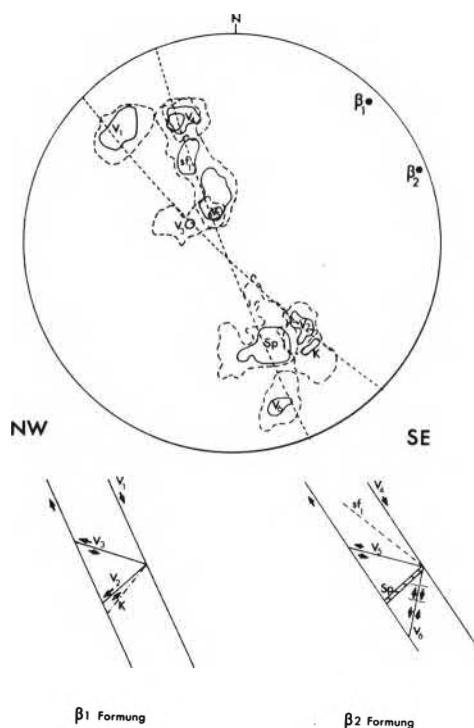


Abb. 3: Raumlage verschiedener tektonischer s-Flächen der β_1 - und β_2 -Formung am Öhrenstein.
 V: Verschiebungsflächen
 sf₁: Schieferflächen
 Sp: Spalten
 K: Klüfte

net sind. V_4 - V_6 liegen mit Spalten und Schieferflächen auf einem gemeinsamen Großkreis (Abb. 3). Der Großkreis mit V_4 - V_6 weicht um etwa 25° in dextraler Richtung vom mit V_1 - V_3 besetzten Großkreis ab. Für V_1 - V_3 ergibt sich β_1 mit $45^\circ/03^\circ$. Für V_4 - V_6 , Schieferflächen und (h01)-Spalten ergibt sich β_2 mit $65^\circ/03^\circ$. β_1 ist älter als β_2 . Dies ergibt sich einerseits daraus, daß das Hauptstadium der Schieferung der β_2 -Formung zugeordnet werden muß. Andererseits ist auch in anderen Teilen des Ostsauerländer Hauptsattels eine dextrale Verlagerung der Hauptdeformationsebene nachweisbar.

Bei den β_1 zugeordneten Verschiebungsflächen handelt es sich um nach SE (V_1) und nach NW (V_2) einfallende Abschiebungen sowie um flach nach SE (V_3) einfallende Überschiebungen. Wegen des weitgehenden Fehlens von Vorzeichnungen lassen sich die Verschiebungsweiten nicht sicher feststellen. Dort, wo sich Anhaltspunkte gewinnen lassen, liegen die Verschiebungsweiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich.

Die Raumlage von V_1 ist weitgehend identisch mit der Raumlage der Schichtung im umgebenden Tonschiefer. Der abschiebende Bewegungssinn entspricht der schichtparallelen Gleitung im überkippten Schenkel einer Falte. In den umgebenden Tonschiefern können allerdings keine schichtparallelen Gleitspuren beobachtet werden. Hier wird die schichtparallele Gleitung durch die kinematisch äquivalente transversale Schieferung übernommen (WEBER 1976). Jedoch finden sich in den unter gleichen PT-Bedingungen deformierten mitteldevonischen Quarziten des Ostsauerländer Hauptsattels ausgeprägte schichtparallele Gleitspuren häufig neben einer deutlich entwickelten transversalen Schieferung in den Quarziten. Hier waren also beide Mechanismen während der Faltung wirksam. Dies gilt auch für den mehrere Dekameter mächtigen Spilit, ohne daß dieser mit der Schichtung eines Quarzits vergleichbare primäre Anisotropien besitzt. Die V_1 Verschiebungsflächen entsprechen nach Raumlage und Bewegungssinn der Schichtung im umgebenden Sedimentgestein.

Eine zweite Schar von Verschiebungsflächen (V_2) schließt mit V_1 einen Winkel von etwa 75° ein und kann der synthetischen V_1 -Schar als antithetisches Scherflächensystem zugeordnet werden (Abb. 3). Die beobachtete sinistrale Relativverschiebung ergibt sich aus der dextralen Internrotation der antithetischen Verschiebungsflächen. Die tautozonal angeordneten Klüfte (Abb. 3) können als antithetische Verschiebungsflächen in statu nascendi gedeutet werden, bevor also eine finite Internrotation zur Ausbildung erkennbarer Gleitspuren führt.

Bei V_3 dürfte es sich der Anlage nach um Schieferflächen handeln, welche bei der Steilstellung des Falten-schenkel in flache Überschiebungen umgestaltet wurden.

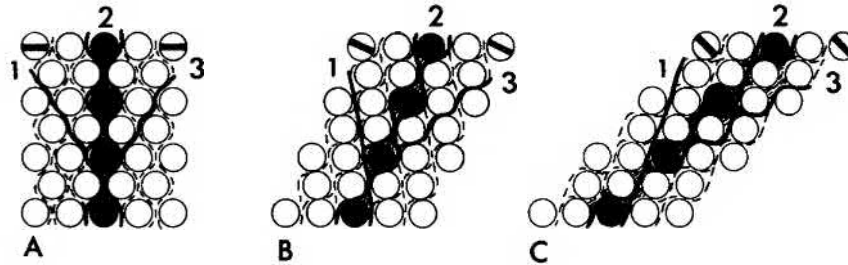


Abb. 4: Schieferungsgefüge in Packungen statistisch isometrischer Körner am Beispiel einer hexagonal dichtesten Kugelpackung. A: rhombisches Gefüge der Faltenscharniere B und C: monoklines Gefüge der Falten= schenkel.

Die für die Konstruktion von β_2 herangezogenen (h01)-Flächen deuten auf ein komplexeres Bewegungsbild, besonders durch das Hinzutreten einer deutlichen Schieferung. Die Pole der Schieferflächen liegen auf einem Teilgürtel, auf dem sich bei entsprechender Stufung drei Maxima abgrenzen lassen. Von diesen fallen zwei mit den Maxima der Verschiebungsflächen V_4 bzw. V_5 zusammen. Im folgenden soll versucht werden, die genannten Verschiebungsflächen und Schieferflächen in einen genetischen Zusammenhang zu stellen.

In Gesteinen mit hohen Anteilen starrer, formisotroper Bestandteile, wie z.B. in Quarziten bei sehr niedriger Metamorphose oder in den hier untersuchten Spiliten, entsteht ein von Tonschiefern abweichendes Schieferungsgefüge. Die grobkörnigen, relativ starren Komponenten werden von den Schieferflächen umflossen. Die Verformung erfolgt dominant durch intergranulare Gleitung. Diese Gefügeentwicklung ist im Abb. 4 schematisch dargestellt. Eine hexagonal dichteste Packung isometrischer Körner wird einer reinen Schiebung (Abb. 4A) oder einer einfachen Schiebung (Abb. 4A, B) unterworfen. In beiden Fällen entsteht ein statistisch mehrschariges s-Flächengefüge.

Im Falle der reinen Schiebung repräsentiert die Ebene 2 jene Ebene, in der die Richtung größter und mittlerer Dehnung im dreiaxialen Strainellipsoid liegt. In dieser Ebene, der Plättungsebene, entstehen bei reiner Schiebung nicht rotierte Streckungshöfe, z.B. mit Quarz-Glimmer-Bärten. Die Ebenen 1 und 3 sind Gleitebenen, deren Raumlage analog zum $\{10\bar{1}0\} \langle 1\bar{2}10 \rangle$ Gleitsystem bei hexagonal dichtester Kugelpackung durch die Besetzungsdichte der Netzebenenschar und nicht durch die Richtung maximaler Scherspannung bestimmt wird. Aus diesem Grunde schließen diese Flächen mit der Richtung maximaler Einengung primär einen stumpfen Winkel von theoretisch 120° ein, der im Verlauf der Deformation dann noch zunehmend größer wird. Diese Art der Deformation beobachtet man in Faltenscharnieren. Das Gefüge besitzt rhombische Symmetrie und entspricht dem rhombischen Fältelungsgefüge in der Schichtung geregelter formanisotroper Minerale, z.B. dem rhombischen Fältelungsgefüge im Faltenscharnier phyllosilikatreicher, transversalgeschiefter Gesteine (WEBER 1976).

Auf den Faltenflanken besitzt das Schieferungsgefüge monokline Symmetrie. In vereinfachter Weise kann die Deformation als einfache Schiebung dargestellt werden (Abb. 4A, B). Wegen der rotationalen Komponente der Deformation rotieren die Materialfasern der Ebenen 1, 2 und 3 mit von 1 nach 3 abnehmender Geschwindigkeit, und die XY-Ebene des Deformationellipsoids (Plättungsebene) ist nicht mit der Ebene 2 identisch. Da im Verlauf der finiten Deformation nie die gleiche Materialfaser in der Ebene maximaler Dehnung liegt, besitzen die Quarz-Glimmer Bärte sigmoidale Gestalt, d.h. sie bilden die rotationale Deformation ab. Ob das rotationale s1 der Bärte innerhalb eines Faltenchenkels S- oder 2 (anti-S) - förmige Gestalt besitzt, hängt von der Position der Anwachszonen ab (vgl. DURNEY and RAMSAY 1973).

Aus geometrischen Gründen wird die Ebene 1 zur dominanten Schieferungsebene. Das erklärt die oft sehr

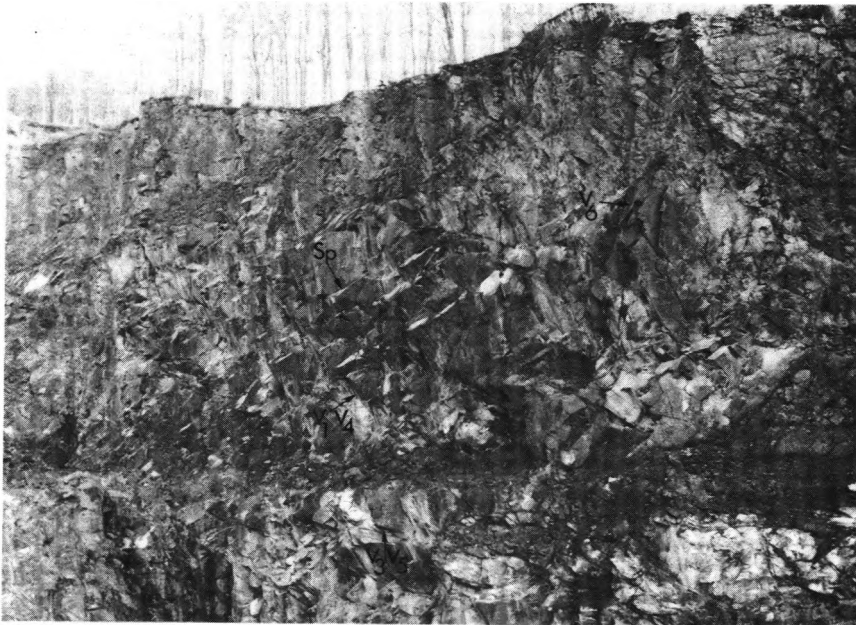


Abb. 5: Spilit vom Öhrenstein. Spalten (Sp) und Verschiebungsflächen (V) wie in Abb. 3

starke Brechung der Schieferflächen beim Übergang in kompetente Schichten. Treten allerdings mit zunehmender Metamorphose Rekristallisationsprozesse stärker in den Vordergrund oder überwiegen Drucklösungsvorgänge sehr stark, so kann die Plättungsebene zur dominierenden Schieferfläche werden.

Im Spilit vom Öhrenstein treten alle drei Ebenen als Teilbarkeitsflächen in Erscheinung. Die Ebenen 1 und 3 sind gleichzeitig als makroskopische Verschiebungsflächen ausgebildet, da auf ihnen Scherspannungen wirksam sind. Die Ebene 3 entspricht nach Raumlage und Verschiebungssinn der V_4 -Verschiebungsfläche und die Ebene 1 nach Raumlage und Verschiebungssinn der V_5 -Verschiebungsfläche (Abb. 3) V_4 vertritt somit V_1 , und V_5 entspricht V_3 . V_3 ist ihrer Anlage nach also auch eine Schieferfläche entsprechend der Ebene 1 in Abb. 4 B und C. Daß es im Verlauf der β_1 Formung schon zur Ausbildung einer allerdings vermutlich nur schwachen Schieferung kam, darauf weist die Asymmetrie der Polpunktverteilung bzw. der Isolinien im Diagramm D der Abb. 2 hin. Der Plättungsebene dürfte das mittlere Schieferungsmaximum entsprechen, das in Abb. 3 mit sf_1 bezeichnet wurde.

Das Maximum der (h01)-Spalten steht wie zu erwarten senkrecht auf dieser Plättungsebene (Abb. 3). Die Öffnung und Mineralisation dieser Spalten erfolgte gegen Ende der tektonischen Deformation, da die Gangfüllung zwar noch leicht deformiert, jedoch nicht mehr geschiefert ist. An der anti-S-förmigen Verbiegung wandständiger Kristallisate sind gelegentlich sinistrale Bewegungen ablesbar, die auf eine dextrale Internrotation der Gänge schließen lassen. Ihrer Anlage nach können diese Zugrisse deshalb zumindest teilweise als Fiederspalten angesprochen werden. Möglicherweise sind auch günstig orientierte, ältere V_2 -Verschiebungen zu Spalten geöffnet worden.

Die Mineralisation dieser Spalten besteht in erster Linie aus Kalzit und Quarz neben Chlorit, Epidot, Grammatit und Aktinolith sowie einer Reihe von Bormineralen wie Axinit, Datolith und Danburit, deren Borgehalt SCHERP (1968) aus den umgebenden Tonschiefern ableitet. Eine Anzahl dieser Gänge führt rosafarbenen, albitentmischten Kalifeldspat und akzessorischen Klinozoisit, der anzeigt, daß die Mineralisation der Fiederspalten in den Höhepunkt der Metamorphose fällt (WEBER 1972). Die Orientierung der Kalifeldspat-führenden Fiederspalten ist in Abb. 2E dargestellt.

Die Anlage der V_6 -Verschiebungen fällt in den Zeitraum der Fiederspaltenbildung. Sie können den Fiederspalten als synthetische Scherbrüche zugeordnet werden, während die bereits angelegten V_5 -Verschiebungen als antithetisches System fungierten (vgl. HOEPPENER 1956). Allerdings hat auf den V_6 -Verschiebungen im Spätstadium der tektonischen Deformation eine Bewegungsumkehr stattgefunden. Die jüngeren, nach NW abschiebenden Bewegungen (Abb. 2A) können in den Zusammenhang mit einer spätektonischen Nord-Süd gerichteten Dehnung im

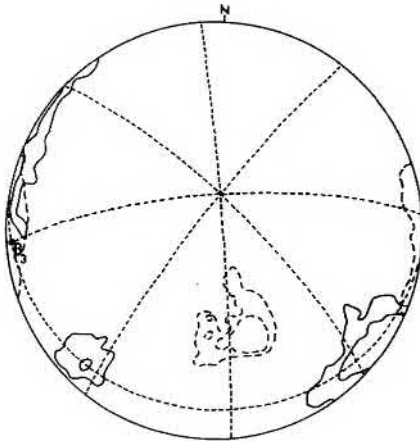


Abb. 6: Hauptklufscharen und Spalten vom Öhrenstein. Klüfte aus Abb. 2F (durchgezogene Linien) und Spalten aus Abb. 2C (strichlierte Linien).

Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels gestellt werden. In deren Verlauf wurden in den hoch anisotropen mitteldevonischen Tonschiefern nach Norden abschiebende Knickzonen und nach Süden einfallende Abschiebungen angelegt (WEBER 1978). Nach ihrer Raumlage und ihrem Verschiebungssinn entsprechen die V_6 -Verschiebungen den Knickzonen. Nach Süden abschiebende Bewegungen können in diesem Stadium der Deformation auf V_4 -Verschiebungsflächen stattgefunden haben.

Die in Abb. 6 dargestellten Hauptklufscharen lassen sich weder der β_1 - noch der β_2 -Formung symmetrisch zuordnen. Diese Hauptklufscharen schließen in der NS-Richtung einen Winkel von 84° ein. Deutet man diese Klüfte als zweischarige MOHR-COULOMB'sche Scherbrüche, so ergibt sich die Haupteinengung in Richtung 354° . Dies würde auf eine weitere dextrale Rotation der Haupteinengungsrichtung schließen lassen. Diese Vermutung wird dadurch gestützt, daß die annähernd senkrecht orientierte Ebene in der Winkelhalbierenden des spitzen Winkels den Flächenkreis einer Anzahl von Spalten repräsentiert, die als ac-Spalten angesprochen werden können, und ferner das etwas asymmetrische Maximum der im fortgeschrittenen Stadium der tektonischen Deformation angelegten (h01)-Spalten teilweise noch auf diesem Flächenkreis liegt. Aus der Orientierung der genannten Klüfte und Spalten würde dann ein annähernd E-W streichendes β_3 mit der Raumlage $264^\circ/02^\circ$ resultieren.

3. DER SPILIT VOM CLEMENSBERG SODÜSTLICH NIEDERSFELD

Der Spilit vom Clemensberg (Abb. 7 und 9) fällt in überkippter Lagerung mit 60° bis 70° nach Südosten ein. Wie beim Spilit vom Öhrenstein läßt die Entwicklung der tektonischen Gefüge innerhalb der einzeitigen Prägung zwei Hauptdeformationsphasen erkennen. Die Hauptdeformationsebene der älteren Phase streicht 290° und fällt mit 83° nach SW ein, während die der jüngeren Phase 336° streicht und mit 85° nach NE einfällt. Die Raumlage von β_1 ist $20^\circ/07^\circ$ und von β_2 $246^\circ/05^\circ$. Zwischen beiden Phasen besteht ein fließender Übergang.

Der β_1 -Prägung lassen sich drei Scharen von Verschiebungsflächen zuordnen (Abb. 8). V_1 und V_2 sind Abschiebungen, auf V_3 haben NW-vergente, überschiebende Bewegungen stattgefunden. Wie am Öhrenstein kann V_2 den V_1 -Verschiebungen als antithetische Flächenschar zugeordnet werden, während V_3 der Schieferungsebene 1 in Abb. 4 entspricht. Wie am Öhrenstein entwickelt sich die transversale Schieferung im Verlauf der dextralen Rotation der Hauptdeformationsebene. Das Isoliniendiagramm der Schieferflächenpole läßt einen ähnlich asymmetrischen Teilgürtel wie am Öhrenstein erkennen. Allerdings dominiert die Plättungsebene der Schieferung

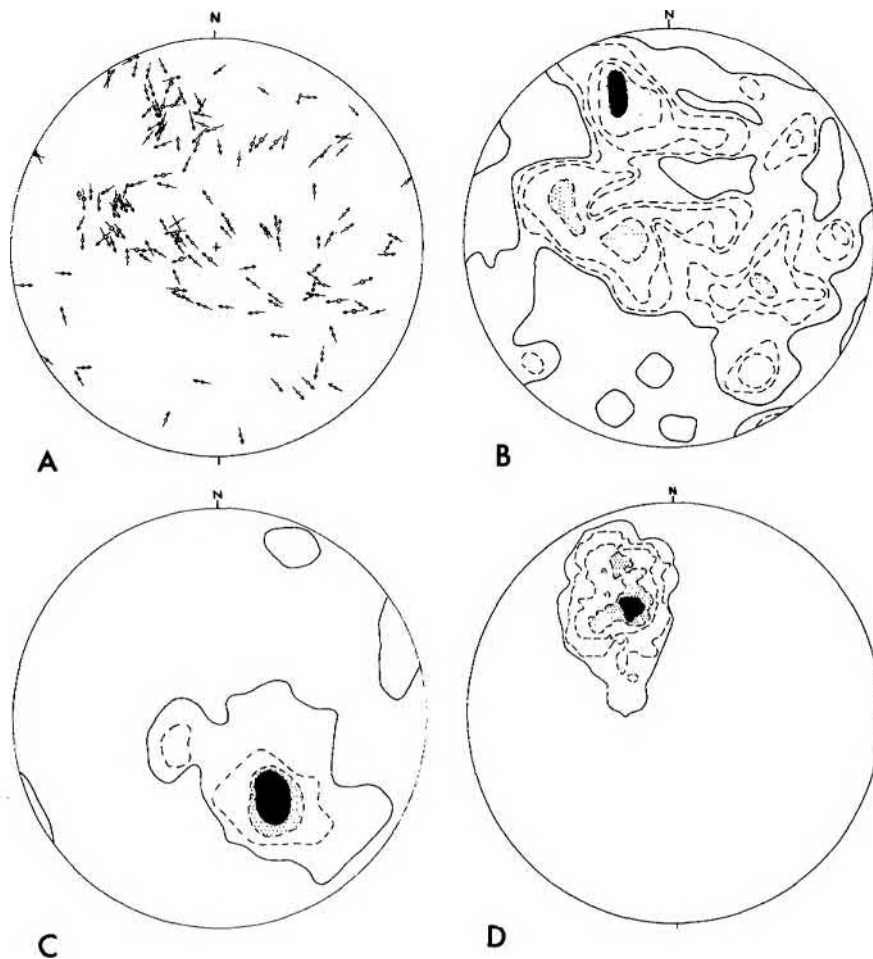


Abb. 7: Richtungsdiagramme tektonischer s-Flächen und Lineare vom Clemensberg (Bl. 4717 Niedersfeld) (SCHMIDT'sches Netz, untere Halbkugel).

- A: 141 Lineare auf Verschiebungsflächen. Die Lineare sind im Polpunkt der jeweiligen Fläche dargestellt, Pfeile geben den Bewegungssinn der hangenden Scholle an. Mineralisierte Verschiebungsflächen sind mit quadratischen Polpunkten dargestellt.
- B: 141 Verschiebungsflächen von Abb. 7A. Stufung [%]: 0,0-1,0; 1,0-2,0; 2,0-4,0; 4,0-6,0; > 6,0; Dichtemax. bei 7,1.
- C: 31 Spalten. Stufung [%]: 0,0-5,0; 5,0-10,0; 10,0-12,5; > 12,5; Dichtemax. bei 16,1
- D: 58 Schieferflächen. Stufung [%]: 1,7-3,4; 3,4-10,3; 10,3-17,2; 17,2-24,1; > 24,1; Dichtemax. bei 29,3.

stärker, und die dextrale Rotation der Hauptdeformationsebene kommt im Isolinienfeld noch deutlicher zum Ausdruck.

Wie am Öhrenstein, so sind auch am Clemensberg Fiederspalten entwickelt, die der β_2 -Formung zugeordnet werden können. Sie wurden auch hier in einem fortgeschrittenen Stadium der Schieferung angelegt. Ihnen sind wie am Öhrenstein synthetische V_6 -Verschiebungen zugeordnet, während bereits angelegte V_5 -Verschiebungen als antithetische Flächenschar fungierten. Im Gegensatz zum Öhrenstein treten auf den V_6 -Verschiebungen nur sehr selten abschiebende Bewegungen auf. Das liegt daran, daß der Aufschluß am Clemensberg bereits außerhalb des Bereiches liegt, in dem im Tonschiefer häufig Knickzonen vorkommen. Daraus kann geschlossen werden, daß sich die spättektonische Dehnung in diesem südlichen Teil des Ostsauerländer Hauptsattels nicht mehr gefügebildend

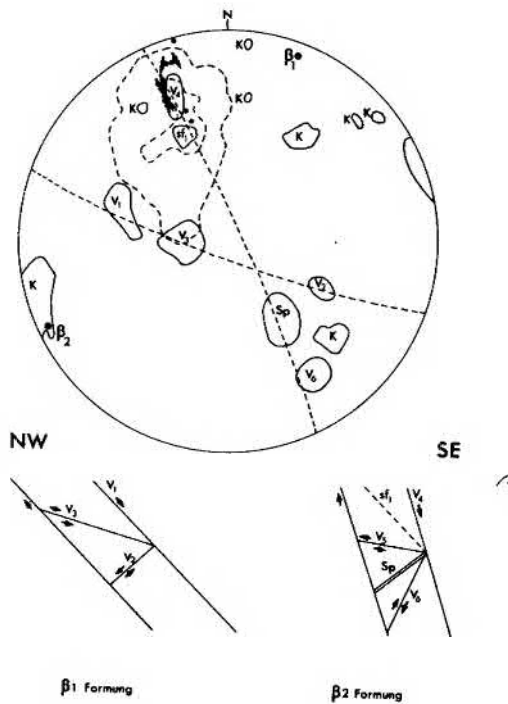


Abb. 8: Raumlage verschiedener tektonischer s-Flächen der β_1 und β_2 -Formung am Glemensberg.
 V: Verschiebungsflächen;
 sf₁: Schieferflächen (mit 1,7% und 17,2% Isolinie);
 Sp: Spalten;
 K: Klüfte;
 gefüllte Kreise: Schichtflächenpole aus dem stratigraphisch liegenden Tonschiefer nahe dem Kontakt zum Spilit;
 Pfeile: Bewegungsspuren auf ss mit Bewegungssinn der hangenden Scholle.

ausgewirkt hat.

Die Mineralisation der Fiederspalten ist die gleiche wie am Öhrenstein. Allerdings konnte Klinozoisit bisher nicht nachgewiesen werden.

Die Interpretation der Kluftdiagramme (Abb. 10) wird einerseits durch die komplexe finite Deformation und andererseits dadurch erschwert, daß Altersunterschiede zwischen verschiedenen Kluftscharen im Aufschluß nur schwer festzustellen sind. Zu den jüngsten Klüften gehört eine annähernd vertikale, NW-SE streichende Schar, die sich der β_2 -Formung als ac-Klüftung zuordnen läßt. Diese Klüfte sind häufig mineralisiert und besitzen gelegentlich den Charakter von Spalten.

Die Mehrzahl der übrigen Klüfte besitzt eine komplexere Geschichte und ist vermutlich im Verlauf der $\beta_1 \rightarrow \beta_2$ -Formung entstanden. So kann ein Kluftpolmaximum im SE-Quadranten (Abb. 8 und Abb. 10 A) als (h01)-Lage eines intermediären Stadiums zwischen β_1 und β_2 Stadium gedeutet werden. Ähnlich kann die Anordnung von Kluftpolen auf einem Teilgürtel im NE- und NW-Quadranten (Abb. 10A, C) die Verlagerung der Hauptdeformationsebene abbilden. Wegen der schwierigen Interpretierbarkeit und der offensichtlichen Komplexität der Kluffverteilung wurden Klüfte mit und ohne Bestege getrennt dargestellt (Abb. 10 B, C).

Wie zu erwarten sind ac-Klüfte der β_2 -Formung häufig mineralisiert. Aber auch ein Großteil der Klüfte, deren Pole auf einem Großkreis durch den NW- und NE-Quadranten angeordnet sind, wurden geöffnet (Abb. 10C). Diese Klufflagen fallen mehr oder weniger in das Feld der V_4 -Verschiebungen. Auch diese Verschiebungen sind häufig mineralisiert (Abb. 7A) und die Mineralisation wird oft mehrfach von Bewegungsspuren durchschlagen. Es wird deshalb vermutet, daß die Anlage und Mineralisation der genannten Klüfte, wie auch die Anlage verschiedener anderer Klufflagen, im Verlauf der prograden $\beta_1 \rightarrow \beta_2$ -Formung erfolgte und deshalb keinem bestimmten Deformationsstadium zugeordnet werden kann.



Abb. 9: Spilit vom Clemensberg. Spalten (Sp) und Verschiebungsflächen (V) wie in Abb. 8.

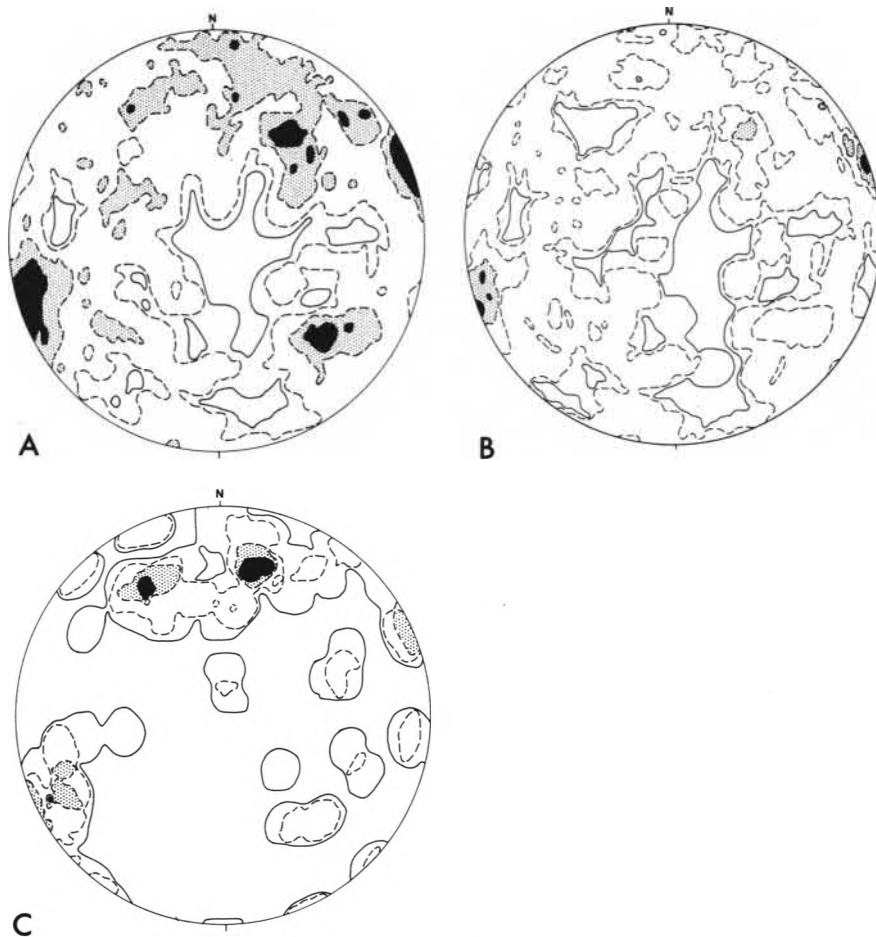


Abb. 10: Richtungsdiagramme tektonischer Klüfte vom Clemensberg (SCHMIDT'sches Netz, untere Halbkugel).
A: 355 Klüfte. Stufung [%]: 0,20-0,50; 0,50-1,6; 1,6-2,8; > 2,8; Dichtemax. bei 4,5
B: 287 Klüfte ohne Bestege. Stufung [%]: 0,3-0,6; 0,6-2,0; 2,0-3,4; > 3,4; Dichtemax. bei 5,6
C: 66 mineralisierte Klüfte. Stufung [%]: 1,5-3,0; 3,0-6,0; 6,0-9,0; > 9,0; Dichtemax. bei 12,1.

4. SCHLUBFOLGERUNGEN

Das tektonische Gefüge der untersuchten Spilitkörper bildet die Dynamik von Faltung und Schieferung über raschend klar ab. Es darf angenommen werden, daß die Ursache hierfür in der primären Isotropie des magmatischen Erstarrungsgefüges liegt. Dadurch müssen alle für die Faltung und Schieferung kinematisch notwendigen s-Flächen neu angelegt werden. Die unter den gegebenen PT-Bedingungen relativ hohe Steifigkeit des Spilits bedingt eine vorwiegend bruchhafte Deformation, und die Instabilität der primären Mineralphasen begünstigt synkinematische Mineralneubildungen auf den Bruchflächen. Dadurch werden Bewegungsspuren auf Verschiebungsflächen gut erkennbar, so daß eine kinematische Analyse wesentlich erleichtert wird.

Dem Anfangsstadium der Faltung lassen sich zwei Scharen von Verschiebungsbrüchen zuordnen, die der Schichtung sowie annähernd bankrechten (h01)-Flächen in gefalteten Sedimentgesteinen entsprechen. Die Kinematik der Faltung entspricht der schichtparallelen Gleitung. Im Verlauf der weiteren Deformation wird die "schichtparallele Gleitung" durch Schieferung abgelöst. In welchem Stadium der Faltung dies erfolgt, kann aus der Gefügeanalyse nicht geschlossen werden. Ich möchte jedoch vermuten, daß die Anlage der Schieferflächen und damit der Wechsel von "schichtparalleler Gleitung" zur Schieferung schon in normaler Schichtlage begann. Da aber beide Mechanismen kinematisch vollkommen äquivalent sind (WEBER 1976), können sie auch noch nebeneinander wirksam gewesen sein.

Die Schieferflächen in der weiteren Umgebung von Öhrenstein und Clemensberg fallen im Mittel mit 40° bis 45° nach SE ein. Diese der Faltenachsenfläche entsprechende Raumlage hat auch die als Plättungsebene (sf_1 in Abb. 3 und 8) bezeichnete mittlere Schieferungsebene im Spilit. Daraus ergibt sich für beide Spilitkörper ein Winkel $< 30^{\circ}$ zwischen Schichtung und Schieferung. Bezogen auf die schieferflächenparallele XY-Ebene des Strain-Ellipsoids liegt der Spilitkörper damit in einer Ebene finiter und infinitesimaler Dehnung (RAMSAY 1967).

Die stärker plastische Deformation im umgebenden mächtigen Tonschiefer begünstigt die Anlage von Zugrissen senkrecht zur Schieferung mit der Richtung größter Dehnung im Einfallen der Schieferflächen. Solche Zugrisse können in Gesteinen des Schiefergebirges bei Winkeln $< 30^{\circ}$ zwischen Schichtung und Schieferung häufig beobachtet werden. Diese Gänge sind stets nur schwach deformiert und kennzeichnen ein spätes Stadium der Deformation.

Die Gefügeentwicklung der untersuchten Spilite spiegelt eine dextrale Rotation der Haupteinengungsrichtung im Bereich des Ostsauerländer Hauptsattels wieder. Diese Interpretation steht im Einklang mit anderen Beobachtungen. Nach v. KAMP (1964) kann auf den flachen NW-vergenten Oberschiebungen vom Ramsbeck eine ältere Harnischrillung in Richtung 146° von einer jüngeren in Richtung 166° unterschieden werden. Die jüngsten varistischen Gefügeelemente streichen EW. Es handelt sich dabei um nach N abschiebende Knickzonen und nach S einfallende Abschiebungen (WEBER 1978). Diese E-W Richtung deutet sich auch im Verlauf des Rotliegendgrabens von Menden am Nordrand des Schiefergebirges an. Sie scheint auch in jüngster Zeit wieder aufgelebt zu sein und sich im E-W Verlauf des heutigen Nordrandes des Schiefergebirges zu dokumentieren.

5. LITERATURVERZEICHNIS

- DURNEY, D.W. & RAMSAY, J.G. (1973): Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: Gravity and tectonics.- Van Bemmelen volume, Dejong and Scholten (Eds., Wiley), New York, 67-69
- HERMANN, A.G. & WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der varistischen Geosynklinalen in Nordwestdeutschland.- Contr. Miner. Petrol., 29, 255-274, Berlin
- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.- Geol. Rdsch. 45, 247-283, Stuttgart
- KALKREUTH, W. (1979): Das Inkohlungsbild des Ostsauerländer Hauptsattels im Rhenoheryzynikum mit besonderer Berücksichtigung der Trendflächenanalyse.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 277-321, Krefeld
- KAMP, H. von (1964): Die tektonischen Zusammenhänge in der Blei- und Zink-Erzlagerstätte Ramsbeck im Sauerland.- Diss. TU Clausthal, 27 S., Clausthal-Zellerfeld

- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.- Colloque sur les "Etages tectoniques" Neuchâtel, 105-122, Neuchâtel (Baconnière)
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976): Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks.- 444 S., (Wiley), New York
- PAPROTH, E. & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, 469-493, Stuttgart
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks.- 568 S., New York
- SCHERP, A. (1968): Über die Diabase im Ostsauerländer Hauptsattel und ihre Borsilikatmineralisation.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16, 258-296, Krefeld
- TEICHMÖLLER, M., TEICHMÖLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 201-276, Krefeld
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 141, 333-363, Stuttgart
- " (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieften Gesteinen aus dem nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung).- Geol. Jb., D 15, 3-98, Hannover
- " (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum.- Abbild einer varistischen Subfluenz.- Z. dt. geol. Ges., 129, 249-281, Hannover
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 141, 2, 222-257, Stuttgart

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin — Technische Universität Berlin — Technische Fachhochschule Berlin

Reihe B

Heft 1: Joachim Steinbeck, Modellseismische Untersuchungen von Rayleighwellen unter besonderer Berücksichtigung einer Deckschicht von variabler Mächtigkeit. 128 S., 58 Abb., 1965. DM 25,—.

Heft 2: Peter Giese, Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,—.

Heft 3: Joachim Meyer, Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,—.

Heft 4: Kurt Bram, Zum Aufbau der Kruste und des oberen Mantels im Bereich des westlichen Grabens des ostafrikanischen Grabensystems und im östlichen Zaire-Becken. Ergebnisse einer Untersuchung der Raumwellen von Nah-Erdbeben. 65 S., 32 Abb., 1975. DM 25,—.

Heft 5: Detlef Damaske, Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,—.

Heft 6: Michael Leppin, Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,—.

Heft 7: Hussein El-Ali, Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,—.

Hefte 1–6: Vormalis „Geophysikalische Abhandlungen“ des Instituts für Geophysikalische Wissenschaften der FU Berlin

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45. Unter den Eichen 57

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin – Technische Universität Berlin – Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

Reihe A

Band 5 / Mohamed Alwashe: Luftbild- und Satellitenbild-Interpretation des lithologischen und tektonischen Baus im Nördlichen Tibesti-Gebirge (Ehi Méché und Tirenno), Tschad. 110 S., 26 Abb., 31 Taf., 22 Tab., 8 Kart., 1978. DM 38,—.

Band 6 / Nigem Yusuf: Mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Roten Meer. 77 S., 23 Abb., 9 Tab., 1978. DM 19,—.

Band 7 / Heiner Krieger: Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal). 109 S., 31 Abb., 16 Tab., 1 Kart., 1978. DM 24,—.

Band 8 / Werner Schwarzhans: Otolithen aus dem Unter-Pliozän von Südsizilien und der Toscana. 52 S., 4 Abb., 13 Taf., 1978.

Thomas Schlüter und Werner Schwarzhans: Eine Bonebed-Lagerstätte aus dem Wealden Süd-Tunesiens (Umgebung Ksar Krerachfa). 14 S., 8 Abb., 3 Taf., 1978. DM 24,—.

Band 9 / Thomas Schlüter: Zur Systematik und Palökologie harzkonserverter Arthropoda einer Taphozönose aus dem Cenomanium von NW-Frankreich. 150 S., 99 Abb., 13 Taf., 1978. DM 35,—.

Band 10 / Hans-Joachim Bauer: Der Münsterländer Kiessandzug. Geologie, Hydrologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft. 136 S., 90 Abb., 25 Tab., 1979. DM 28,—.

Band 11 / Peter Arndt: Zinngehalte in Schwermineralien aus thailändischen Zinnseifen (Beiträge zur Prospektionsmethodik und wirtschaftsgeologischen Analyse von Zinnseifen). 96 S., 11 Abb., 5 Taf., 39 Tab., 1979. DM 24,—.

Band 12 / Emanuel Pluhar: Die Geochemie von Monaziten und ihre Anwendung bei der Prospektion von Zinnerzen. 59 S., 14 Abb., 5 Taf., 19 Tab., 1979. DM 19,—.

Band 13 / Antonios Papakonstantinou: Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raum der Ptolemais-Senke und des westlichen Vermiongebirges in Griechisch-Mazedonien. 79 S., 37 Abb., 15 Tab., 5 Anl., 1979. DM 26,—.

Band 14 / Bernd Lehmann: Schichtgebundene Sn-Lagerstätten in der Cordillera Real/Bolivien. 135 S., 70 Abb., 20 Tab., 6 Taf., 1 Kart., 1979. DM 30,—.

Band 15 / René Prissang und Wolfdietrich Skala (eds.): Beiträge zur Geomathematik. 126 S., 1979. DM 28,—.

Band 16 / Dieter Plöthner: Hydrogeologie des Buntsandsteins im östlichen Rhön-Vorland (Sulz-Tal, N-Bayern) – Geologie, Hydrochemie, Wasserhaushalt, Aquifer-Kennziffern. 139 S., 50 Abb., 27 Tab., 8 Taf., 1979. DM 30,—.

Band 17 / Bernd Meißner: Untersuchungen zur Bruchtektonik in der Zentralägäis. 122 S., 44 Abb., 3 Taf., 7 Kart., 1979.

Ursula Ripke: Karte der Zentral- und Südägäis – Bruchtektonik –. 21 S., 7 Tab., 8 Taf., 1979. DM 35,—.

Band 18 / Michael Biste: Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die Zinn-Höflichkeit herzynischer Granite in Süd-Sardinien. 107 S., 49 Abb., 35 Tab., 2 Taf., 1979. DM 24,—.

Band 19 / Ulrich Dornsiepen und Volker Haak (eds.): Internationales Alfred-Wegener-Symposium – Kurzfassungen der Beiträge. 263 S., 1980. DM 32,—.

Band 20 / Joachim Pohlmann (ed.): Festschrift MAX RICHTER – zum 80. Geburtstag –. 235 S., 1980. DM 40,—.

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57