

Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaya und den Alpen, ein Vergleich

Autor(en): **Gansser, Augusto**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **66 (1973)**

Heft 1

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164181>

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaja und den Alpen, ein Vergleich

Von AUGUSTO GANSSER

Geologisches Institut der ETHZ und der Universität Zürich

ABSTRACT

The orogenies of mountain ranges are demonstrated on the Andes, the Himalayas and the Alps. Apart from a unifying morphogenesis, the orogenic history is different. In the Andes, which reflect a cordilleran type range, the original structural elements are preserved. The Himalayas and the Alps are collision type ranges, and strong thrusting has overprinted the original layout.

The Andes result from reaction of eastern Pacific plates with the South American continent. Oceanic elements are only known in the south and extensively in the north but are missing along the Central Andes. The abrupt changes in the coastal areas coincide with oceanic plate boundaries.

In the Himalayas the ophiolites of the Indus zone reflect the main subduction between the Indian and Tibetan plate, after a Tethys remnant of over 1000 km had been consumed in the Upper Cretaceous. Further underthrusting of India produced large crystalline thrusts during a movement which progressed from Miocene times southwards, becoming younger and shallower. These facts are consistent in many mountain ranges and are recognized in the Alps with movements progressing from south to north.

1. Einleitung

Das heutige Bild der grossen jungen Gebirge unserer Erde ist der Ausdruck einer letzten Hebungsphase, der Morphogenese. Diese Hebungen erfolgten subsequent zu den Orogenesen und haben bewirkt, dass die grössten alpinotypen Gebirge äusserlich alle ähnlich aussehen. Das oberflächliche morphologische Bild verbirgt jedoch die äusserst komplizierte Entwicklungsgeschichte, die für jede Gebirgskette individuell ist, sogar äusserst verschieden sein kann. Wir wollen nun versuchen, die drei wichtigsten und auch schönsten Gebirge unserer Erde herauszugreifen, ihren Aufbau und ihre Geschichte zu analysieren und zu vergleichen. Unsere Beispiele sind die *Anden*, der *Himalaja* und die *Alpen*. Dass diese Analyse auf recht unterschiedliche Grundlagen aufbaut, ist nach der rapiden Entwicklung der alpinen Geologie der letzten Jahre leicht verständlich. Unsere Kenntnisse über die Anden entsprechen denen der Alpen vor 50 Jahren; über den Himalaja wissen wir nicht mehr als in den Alpen vor 100 Jahren. Heute sind noch $\frac{1}{3}$ der ganzen Himalajakette praktisch unerforscht.

Auf globaler Ebene sind die Ursachen zur Gebirgsbildung neu formuliert worden. Die fast epidemisch allgemein akzeptierte Plattentektonik zeigt dies nur zu deutlich. Der weltweite Enthusiasmus ist erfreulich. Bei nüchterner Betrachtung müssen wir jedoch feststellen, dass *das Modell* heute die wichtige Rolle spielt, das Modell, das mit neuen Begriffen bereichert wurde, die teils mit anderen Bezeichnungen früher schon ihre Anwendung fanden. Argand und Staub waren Plattentektoniker, Ampferer «verschluckte» schon vor 60 Jahren, und André Amstutz prägte vor 20 Jahren den Begriff Subduktion. Die moderne Anschauung der aktiv abtauchenden Platten mit Zerrungserscheinungen und entsprechendem Vulkanismus hat RITTMANN schon 1951 publiziert.

In das Plattenmodell werden unsere Gebirge eingezwängt. Die neuen Impulse zu diesen Plattenmodellen kamen jedoch aus den Ozeanen und wurden zur Hauptsache durch die Geophysiker publiziert. In den letzten Jahren haben die Ozeane mehr Daten zu unserer weltweiten Geologie geliefert als das Land. Aber die Gefahr besteht, dass heute das Gebirge zum stereotypen Modell wird, besonders dort, wo wir noch wenig darüber wissen. Ein klassisches Beispiel sind die Anden.

DEWEY und BIRD (1970) haben sich eingehend mit der Klassifikation der Gebirge im Rahmen der neuen globalen Tektonik auseinandergesetzt. Zur Hauptsache unterscheiden sie im Gebirgsbau einen *Kordillerentypus*, durch Reaktion einer ozeanischen mit einer kontinentalen Platte entstanden (Anden), und einen *Kollisionstypus*, wobei Kontinentalplatte gegen Kontinentalplatte reagiert (Alpen, Himalaja). Dazu kämen noch die etwas unklaren Kollisionen einer Kontinentalplatte mit einem Inselbogen. Bei diesen Klassifikationen wird oft der Endeffekt betrachtet und die meist sehr komplizierte Bildungsgeschichte zu wenig berücksichtigt. Die Anden entsprechen recht gut der Definition eines Kordillerentypus. Aber dieses Stadium haben in einem gewissen Sinn auch die Alpen und der Himalaja durchlaufen, nur haben sie sich weiterentwickelt: der «Ozean», wenn auch teilweise bescheiden (Ophiolithzonen), ist «konsumiert» worden, und die Kontinentalplatten (mit Mikrokontinenten?) haben dann dieses Spiel zu Ende gespielt. Sie spielten es jedoch sehr unterschiedlich, oft recht intensiv, dann langsamer. Es kam sogar zu längerem Stillstand. Wir haben gesehen, dass wir in den Alpen gute Marksteine für die zeitliche Erfassung dieser Geschichte besitzen (JÄGER 1973, TRÜMPY 1973). Leider mangeln sie uns aber grösstenteils in den Anden und im Himalaja.

Für unsere Diskussion der drei ausgewählten Gebirge habe ich repräsentative Profile im gleichen Maßstab gezeichnet (Tf. II). Ich werde versuchen, die Geologie der Anden und des Himalaja knapp zu umreißen und abschliessend die Probleme mit den Alpen gemeinsam zu behandeln.

2. Die Anden (Tf. I)

Die Anden, mit 9000 km das längste Gebirge der Erde, mit den aktiven Erdbebenzonen und dem rezenten Vulkanismus, werden als Idealmodell eines kontinentalen Randgebirges (Kordillerentypus) angesehen – als Organ, das durch die Reaktionen der pazifischen Platten mit der südamerikanischen Kontinentalplatte entstanden ist. Die Benioffzone ist hier geboren worden (obwohl sie von Benioff selber anscheinend noch nicht akzeptiert ist). Für die Modellsucher werden die Anden oft als ein homogener Gebirgsstrang angesehen, als Folge der Subduktion der ostpazifischen Platten. Die

wirklichen Verhältnisse sind wie immer bei genauerem Studium viel komplizierter (GANSSE 1973).

Die antarktische, die Nasca- und die Cocosplatte bilden den südöstlichen Pazifik. Die grosse Nascaplatte wird vorläufig noch einheitlich dargestellt, obwohl sie, geteilt durch den noch wenig verstandenen aseismischen Nascarücken (FISCHER 1958), der sich vielleicht sogar als Mikrokontinent entwickeln könnte, eine eher inhomogene Einheit bildet. Eine spezielle Erforschung der Nascaplatte ist, finanziert durch die American National Science Foundation, vorgesehen.

Es ist nun erstaunlich, wie die Plattenbegrenzungen sich im Bau der Anden widerspiegeln. Dabei drängt sich eine Dreiteilung der Anden auf.

Die *südlichen oder patagonischen Anden* hängen durch den Scotiabogen (teils Virgation) mit dem Grahamland des antarktischen Kontinents zusammen (DALZIEL und ELLIOT 1972), obwohl eine Gleichsetzung der strukturellen Elemente neuerdings wieder angezweifelt wird (KATZ 1972). Sie lassen sich bis zum Golfo de Peñas (47° S) verfolgen, wo der aktive Chilerücken als Grenze der antarktischen und Nascaplatte in den Pazifik streicht. Verglichen mit den Zentral- und nördlichen Anden sind die Südanden heute aseismisch. Auffallend ist das Einsetzen von teils metamorphen ophiolithischen Kreideserien (Navariño), die sich wiederum in den Inseln des zerrissenen Scotiabogens finden, in den zentralen Anden bis zur ecuadorianischen Grenze jedoch vollständig fehlen (KATZ und WATTERS 1966). Auf der Höhe des Chilerückens ändert der Charakter der Anden. Längs den *zentralen Anden* sind die marinen Gräben ausgeprägt, und der junge andesitische-rhyolitische Vulkanismus setzt ein und lässt sich bis zum Nascarücken verfolgen, während er im nördlichen Perù fehlt und erst wieder in den nördlichen Anden vorkommt. Interessanterweise ist die junge vulkanische Zone ziemlich konstant 250 km vom pazifischen Randgraben entfernt, was im Zusammenhang mit der Neigung der Benioffzone vielleicht Anhaltspunkte für die Genese dieser jungen Vulkanite geben könnte. Äusserst eindrucklich war die ältere vulkanische Tätigkeit, deren Pyroklastika im Jura und der Kreide mit untergeordneten Sedimenten bis 30 km mächtig sein können. Allein zwischen mittlerer und oberer Kreide sind fast 20 km Pyroklastika abgelagert worden (ZEIL 1964). Diese andesitischen Ablagerungen haben nichts mit kretazischen Ophiolithen gemein. Die zwischengelagerten Sedimente sind oft kontinentalen Ursprungs. Zu diesen Vulkaniten kommt die gewaltige Ausdehnung der granitischen Andenplutone, die nach neueren Daten häufig Kreidealter zeigen. Mit einer sichtbaren Oberfläche von $\frac{1}{2}$ Million km² machen sie 15% der gesamten Andenoberfläche aus. Bei 5 km Tiefgang enthält die oberste Kruste über $2\frac{1}{2}$ Millionen km³ dieser granitischen Intrusionen. Neueste Untersuchungen in Zentralperù zeigen eine ringförmige Anordnung mancher Plutonite mit zunehmender Azidität von aussen nach innen. Es könnte sich bei diesen Plutoniten um die «Fundamente» früherer Vulkanbauten handeln (COBBING und PITCHER 1972).

Das Auftreten der Plutonite in ganz verschiedenartigen Strukturtypen und deren küstenparallele Anlage sowie der gewaltige mesozoische Vulkanismus muss in irgendeiner Weise mit der «Geburt» des Pazifiks zusammenhängen. Die Konzentration längs des südamerikanischen Plattenrandes ist dabei beachtenswert.

Längs der Küste der 5200 km langen Zentralanden treten aber auch für eine ozeanische Randzone unerwarteterweise alte, teils hochgradige Metamorphite altpaläozoischen und präkambrischen Alters auf. Sie streichen in Nordwestrichtung ins Meer

hinaus, und ihre Zusammensetzung mit alten Ultrabasica spricht für eine sehr komplizierte präandine Geschichte. Diesen alten Strukturen laufen die Perùanden einigermaßen parallel, während die tiefsten Erdbebenzentren gleichsam als Fortsetzung der Nord-Süd-Küstenrichtung ins Landinnere streichen (Fig. 1). Die Metamorphite lassen sich bis nach Nasca verfolgen. Hier zeigt das Küstengebiet abnormale Strukturen in präkambrischen Gesteinen, die teilweise parallel zum Nascarücken laufen (RÜEGG 1962). Die Koinzidenz mit der Nasca-Anomalie ist besonders auffallend, da dieser Rücken durch den Perùgraben vom Festland getrennt ist. Grosse Horizontalbewegungen (Plattenrotationen) können hier kaum angenommen werden.

Eine der schärfsten Trennungen finden wir zwischen den zentralen und *nördlichen Anden* im peruanisch-ecuadorianischen Grenzgebiet. Im Amotape-Gebirge treten die alten, teils metamorphen Gesteine mit abnormalem Streichen wieder auf. Aus dem pazifischen Raum streicht ein neues ozeanisches Element in die Anden und bildet von hier nach Norden die Küsten- und Westkordilleren der nördlichen Anden. Diese stellen den vollständigsten Andenteil dar und lassen sich nordwärts in die *karibische Virgation* und als östlicher Ast dieser Virgation in die Cordillera della Costa Venezuelas und die Northern Range von Trinidad verfolgen. Hier am äussersten Punkt der Anden, der Toco-Halbinsel, tauchen sie nach 9000 km in den Atlantik, ohne sich um den jüngeren karibischen Bogen zu kümmern.

Die Trennung der zentralen und nördlichen Anden fällt mit dem aktiven Carnegierücken zusammen, der in die Galapagos-Inseln streicht. Hier finden wir die Trennung zwischen Nascaplatte und Cocosplatte. Der im nördlichen Perù fehlende rezente Vulkanismus setzt nördlich dieser Störung plötzlich ein (Fig. 1). Man ist versucht, die grosse Ost-West gerichtete Störung ostwärts in die Amazonasdepression hineinzuziehen. Seismische Untersuchungen deuten auf Störungen mit abnormal dünner Kruste zwischen dem Guyana- und brasilianischen Schild hin. Ein Ost-West gerichteter Grabenbruch liegt an der Amazonas-mündung, mit mächtigen Kreidesedimenten gefüllt. Man kann diese Ost-West gerichtete Bruchzone sogar durch die Romanche- und St.-Pauls-Gräben im Mittelatlantischen Rücken in den Benuégraben und die jungen Vulkanite des Guineagolfs von Westafrika verfolgen. Dieses gewaltige Lineament schneidet nicht nur die Anden, sondern den gesamten südamerikanischen Kontinent in zwei auffallend verschiedene Hälften (Tf. I). Die Regeneration alter Lineamente im Zusammenhang mit der jüngsten Plattentektonik ist nicht leicht zu verstehen.

Eine Analyse des vollständigen Andenquerschnitts der nördlichen Anden lässt uns dessen speziellen Aufbau am besten erläutern. Bei den Anden als Kordillertypus ist es nicht zur Kollision gekommen, und die einzelnen Zonen lassen sich noch deutlich nebeneinander erkennen. Die Krustenverkürzung im Gebirge selber ist, verglichen mit den Alpen und dem Himalaja, gering. Die Hauptbewegung liegt in der lithosphärischen Unterschiebung vom Pazifik her (Tf. II).

Wir erkennen, dass es sich bei den *Küsten- und Westkordilleren* der nördlichen Anden um ozeanische Kruste mit basischen und ultrabasischen Körpern und zwischengeschalteten, leicht metamorphen Jura-Kreide-Sedimenten von alpinem Bündnerschieferotypus handelt. Die Ablagerungen sind intensiv zusammengestaucht, ohne eine deutliche Vergenz aufzuweisen. In die basischen und ultrabasischen Körper von Oberkreide- bis eozänem Alter dringen tonalitische Batholithe, die jünger sind als die nor-

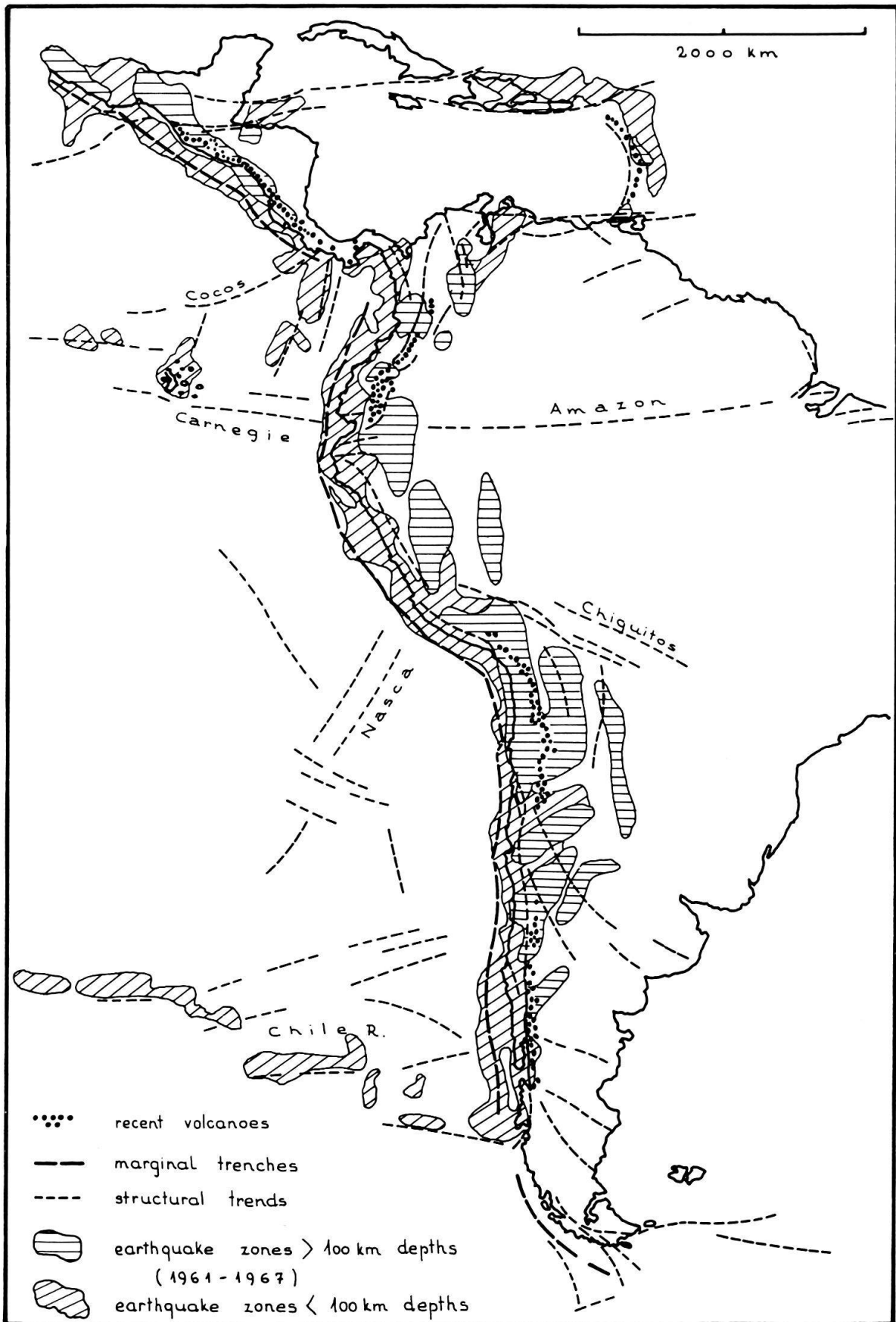


Fig. 1. Die rezenten Vulkane und die Erdbebenzonen der Anden (Erdbeben nach World Seismicity Map 1961-1969).

malen Andenbatholithe der Kreide und sich mit gewissen tertiären Intrusionen Patagoniens vergleichen lassen (GANSSE 1950, 1959).

Die Ostgrenze der Westkordillere ist eine äusserst scharfe tektonische Linie, welche *die ozeanischen Anden von den kontinentalen Anden trennt*. Sie fällt mit dem Caucatal zusammen und könnte als Caucastörung bezeichnet werden. Der ganze Bau der Anden wechselt schlagartig. Aus den Gesteinen der ozeanischen Kruste kommen wir in die *Zentralkordillere* mit mehr oder weniger metamorphem Altpaläozoikum und reliktischem Präkambrium, das von einer intensiven prädevonischen Faltung überprägt worden ist und in welchem die gewaltigen Andenbatholithe von Kreidealter stecken. Dazu kommt der subrezente bis rezente Andenvulkanismus mit den der Zentralkordillere aufgesetzten Vulkanbauten.

Auch das gravimetrische Bild spricht für einen scharfen Wechsel von ozeanischer zu kontinentaler Kruste an der Caucalinie (CASE et al. 1969). Hier liegt der eigentliche Rand der südamerikanischen Kontinentalplatte in Übereinstimmung mit dem Küstenrand der zentralen Anden weiter im Süden, wo die ozeanischen Kordilleren fehlen. Nach intensivem Zusammenschub des ozeanischen Randgebiets zu den heutigen Küsten- und Westkordilleren in der oberen Kreide und im Eozän – mit basischem und ultrabasischem Magmatismus – hat sich weiter westlich die heute aktive Subduktionszone gebildet. Die tertiäre Atratodepression dürfte damit zusammenhängen.

Östlich der kristallinen Zentralkordillere beginnt die sedimentäre *Ostkordillere*, eine eher mobile Plattformzone, deren Sedimente transgressiv das Basement der Zentralkordillere überlagern. Sie bildet in der Kreide ein Depressionsgebiet zwischen Zentralkordillere und Guyanaschild mit einer Mächtigkeit von bis zu 17 km: eines der schönsten und fossilreichsten Kreideprofile der Erde (BÜRGL 1963). Die Tektonik der Ostkordillere ist jung. Die Hauptfaltungen sind pliozänen Alters. Steile Aufschiebungen gegen den Guyanaschild beeinflussen sogar altpleistozäne Ablagerungen. Im östlichen Rand der Ostkordillere sind kristalline präkambrische Elemente des Guyanaschildes in die Kordillere eingebaut (Garzonmassiv). Die mesozoischen und jüngeren Sedimente der Zentral- und Ostkordillere zeigen keine Regionalmetamorphose.

Mit der nördlichen Andenvirgation streichen die verschiedenen Kordillerenäste auseinander. Die Küstenkordillere und ein Teil der Westkordillere ziehen nach Panama. Der andere Ast der Westkordillere kann bis zur Mündung des Magdalena verfolgt werden. Er tritt erneut auf als Küstenkordillere von Venezuela und Northern Range von Trinidad. Als Verbindungsglieder finden wir mesozoische Metamorphite am Nordzipfel der Sierra Nevada de Santa Marta, einem zur Zentralkordillere gehörenden kristallinen Block mit Gipfeln von bis 5800 m Höhe, und in der Guajira-Halbinsel zusammen mit Ultrabasica. Ähnliche Elemente sind aus Curaçao, Aruba und den Ochila-Inseln und wiederum aus der Paraguanà-Halbinsel bekannt.

Die eigentliche Küstenkordillere Venezuelas beginnt im Barquisimetogebiet, in einer Gegend von auffallendem Fazieswechsel und synsedimentären Bewegungen (RENTZ 1960). Mit ihrem südlichen Anhängsel, der Serrania del Interior, bildet die Küstenkordillere – oder allgemein karibische Kordillere – einen der kompliziertesten Abschnitte der ozeanischen Anden. Eine hochgradige postmesozoische Metamorphose von Amphibolitfazies hat eine Hochdruckphase mit Glaukophangesteinen überprägt. Mesozoische Gneise der Küstengebirge lassen sich kaum von den seltenen prämesozoischen Metamorphiten trennen, deren Stellung in dieser ozeanischen Krustenfazies

noch fraglich ist (DENGO 1953). Grosse, heute noch aktive Blattverschiebungen grenzen die Kette im Norden gegen das Karibische Meer und im Süden gegen die Serrania del Interior ab, die im westlichen Teil noch Ultrabasica und noch wenig verstandene Mélangeformationen enthält und südwärts auf die Plattformsedimente des Guyanaschildes aufgeschoben ist. Vielleicht bildet die Serrania del Interior die einzige Decke der gesamten Anden. Auf alle Fälle spiegeln die karibischen Ketten die grossen, noch wenig verstandenen Komplikationen des karibischen Raumes wider. Das Spiel der karibischen Platte ist noch ein grosses Rätsel.

3. Der Himalaja (Fig. 2 und Tf. II)

In auffallendem Kontrast zu den Gebirgen des Kordillertypus wie den Anden stehen die alpinotypen Ketten wie die Alpen und der Himalaja, deren Endphase zur eigentlichen kontinentalen Kollision geführt hat (DEWEY und BIRD 1970). Diese Tatsache ist nicht neu. Argands geniale Interpretationen vor 50 Jahren sind von unseren «neuen» Deutungsversuchen kaum verschieden (ARGAND 1924).

Das bis heute bekannte Bild des Himalaja lässt seine Vorgeschichte nur schwer erraten. $\frac{1}{3}$ der ganzen Kette ist praktisch noch unbekannt, und der wichtigste Teil mit den Schlüsselproblemen, die Nordgrenze, ist vorläufig nicht mehr zugänglich.

Für den westlichen und zentralen Himalaja können wir eine Grossgliederung vornehmen, die teilweise (für die südlicheren Elemente) auch auf die gesamte Kette angewandt werden kann (GANSSE 1964). Die 2400 km lange Kette unterteilen wir von Süden (Vorland) nach Norden (Rückland) in:

1. Einen *Subhimalaja*, der zur Hauptsache aus den molasseartigen obermiozänen bis altpleistozänen Siwaliks besteht. Lange asymmetrische, teils steil südwärts aufgeschobene Strukturen sind charakteristisch. Die meisten Profile scheinen normal zu sein, und die jüngsten Ablagerungen, die altpleistozänen obersten Siwaliks, sind vom niederen Himalaja deckenartig überschoben. Diese Tatsache beweist das pleistozäne Alter der Randüberschiebung. Die Siwaliks tauchen südwärts unter die Alluvionen der sich senkenden indogangetrischen Ebene, eines für den Himalaja ungewöhnlich untiefen Vorlandes. Diese Untiefe ist besonders deutlich im mehr östlich gelegenen Brahmaputra-Vorland, wo halbversunkene Schildinselberge aus den Alluvionen auch nördlich des Brahmaputra auftauchen. Das geringe Volumen der Siwalikmolasse steht, in deutlichem Unterschied zu den reiferen alpinen Ketten, in keinem Verhältnis zum jetzigen Volumen des Gebirges. Die unter- bis mittelmiozäne Unterlage der Siwaliks scheint zum grössten Teil aus den roten Vindhyanablagerungen des nördlichen indischen Schildes zu stammen und nicht aus dem damals morphologisch kaum geprägten Himalaja.

2. Der *niedere Himalaja* bildet eine komplizierte, südwärts auf die Molasse aufgeschobene Einheit, die zur Hauptsache aus mächtigen Karbonat- und Quarzitserien mit einer phyllitischen bis gneisigen Unterlage präkambrischen Alters besteht. Längs der frontalen Aufschiebung auf die Molasse finden wir, meistens basal eingeschuppt und stark tektonisiert, kohleführende Gondwanaablagerungen, die teilweise in Fenstern (Rangit bei Darjeeling) mehr als 30 km nördlich der Randüberschiebung unter dem Kristallin wieder auftauchen.

Sehr diskutiert wird das Alter der mächtigen Karbonat- und Quarzitserien. Neue Untersuchungen der seltenen Stromatolithhorizonte sprechen für spätpräkambrisches

bis frühkambrisches Alter (VALDIYA 1969). Unmetamorphe Kalk- und Dolomitserien können über 5000 m mächtig sein, und die reichlichen Quarzite übertreffen diese noch. Sie sind besonders weitverbreitet im zentralen und mehr östlichen Himalaja (Bhutan). Als Herkunft müssen Quarzgesteine des indischen Schildes angenommen werden. Eine nördliche Quelle ist kaum möglich. Zweifellos war der niedere Himalaja immer schon mit dem indischen Schild verbunden. Dies spricht wie vieles andere (Gondwanasedimente) für eine mehr nördliche Abgrenzung der indischen Platte.

In den tonigen Serien des Präkambriums kann eine beginnende Metamorphose in den oberen Horizonten erkannt werden. Die tiefsten Aufschlüsse sind paradoxerweise weniger metamorph als die höheren Lagen. Lokale Gneisdecken haben diese Serien überfahren (Almora-Kristallindecken). In diesen Decken nimmt die Metamorphose wiederum deutlich von unten (Basis) nach oben zu – ein im niederen Himalaja weitverbreitetes Phänomen.

3. Mit einer grossartigen Überschiebung wird der niedere Himalaja vom *hohen Himalaja* überfahren. Die Kristallinmächtigkeiten von 15000 bis 20000 m sind grösstenteils primär, denn eine auffallende lithologische Reihenfolge lässt sich in den meisten Aufschlüssen dieser gewaltigen Einheit erkennen. Von granat- und sillimanitführenden \pm migmatitischen Gneisen kommt man über Biotitpsammitgneise mit Staurolithschiefern in Kalksilikatserien und Quarzite mit Disthenschieferlagen. Diese Serien durchschlagen komplizierte Gänge und Stöcke von Turmalinaplitgranit bis Turmalingranit, die diskordant alle Strukturelemente der Kristallineinheiten durchdringen. Diese jungen (10–11 Mio. Jahre alten) Turmalingranite bilden die jüngsten sauren Intrusionen und stecken oft in den unmetamorphen Sedimenten des Tethyshimalaja. Abgeschlossen wird die Kristallindecke durch sehr auffallende Biotitporphyroblastenschiefer, die allmählich in Phyllite überleiten. Eine normale Metamorphosenabnahme charakterisiert die kristalline Hauptdecke in deutlichem Unterschied zur «verkehrten» Metamorphose des niederen Himalaja. 3000–5000 m Phyllitserien überlagern das Kristallin bis zu den ersten Fossilspuren von kambrischem Alter. Trotz der jungen metamorphen Überprägung und Granitisation (\pm 10 Mio. Jahre) umfasst die regionale Metamorphose nur das Altkristallin (präkambrisch) und reicht höchstens bis ins Mittelpaläozoikum. Es scheint wahrscheinlich, dass diese Metamorphose im westlichen Himalaja im unteren Kambrium aufhört und gegen Osten (Everest–Bhutan) erst im Mittelpaläozoikum ganz ausklingt. Diese Feststellung gilt für den hohen und Tethyshimalaja, nicht jedoch für die ophiolithische Induszone, deren mesozoische Sedimente nördlich des Everest und südwestlich von Lhasa bis zur Amphibolitphase umgewandelt sein sollen. Leider ist dieses hochinteressante Gebiet noch sehr wenig bekannt (HAYDEN 1907).

Gesamthaft betrachtet, ist die Metamorphose des Himalaja noch sehr problematisch. Fest steht, dass eine sehr junge, 10–20 Mio. Jahre alte und intensive syn- bis *postgenetische* Phase den Himalaja überprägt hat. Alle bis jetzt gemessenen Metamorphosealter sind jung (in Bhutan \pm 10 Mio. Jahre). Zwei wichtige Tatsachen stehen dabei fest: 1. die auffallende inverse Metamorphose der präkambrischen Einheiten des niederen Himalaja, deren Erklärung noch grosse Schwierigkeiten bereitet (sie umfasst normale wie auch inverse Serien und kümmert sich wenig um Deckengrenzen), 2. die Beschränkung der jungen Himalajaphase auf kristalline Gebiete und praktisch nicht auf Sedimente, auch nicht die paläozoischen!! (Ausgenommen die Anchimetamor-

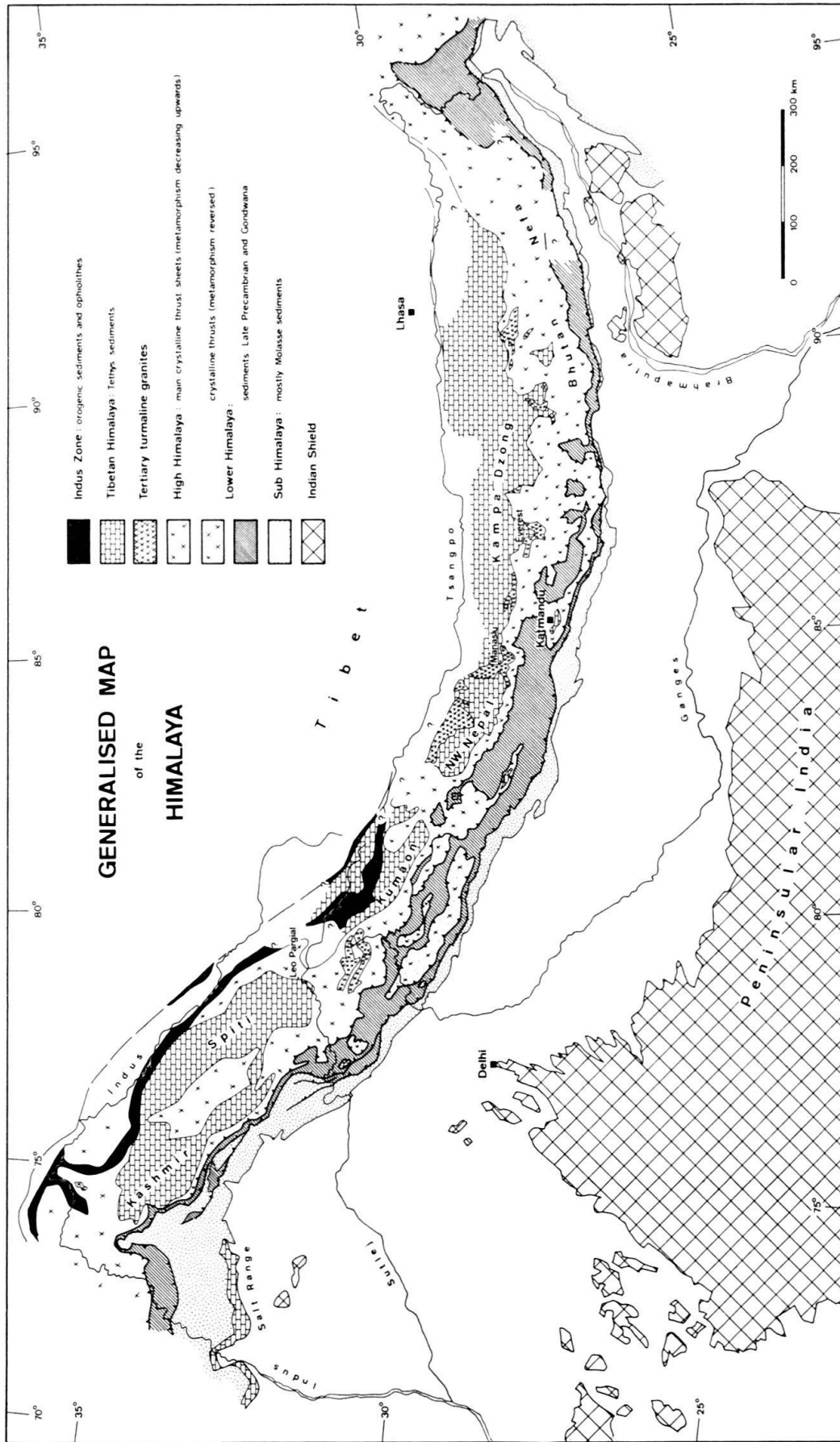


Fig. 2. Geologische Karte des Himalaja.

phose, die ich von der eigentlichen Metamorphose [ab Grünschieferfazies] trennen möchte.) Die junge Metamorphose ist so intensiv, dass alle möglichen älteren Phasen zerstört worden sind und die heute vorliegenden Tatsachen eher für eine einaktige Phase sprechen. Was an älteren Metamorphiten vorhanden war, scheint präkambri-schen Ursprungs. Das praktische Fehlen von Metamorphiten in prämiozänen Geröll-horizonten ist auffallend. Bis jetzt sind nur altpaläozoische Granitintrusionen durch Altersbestimmungen bekanntgeworden (Mandigranit mit ± 500 Mio. Jahren). Sie ha-ben jedoch nichts mit alten regionalmetamorphen Phasen zu tun. Die Glimmeralter des Mandigranits (JÄGER et al. 1971) variieren von 24 bis 31 Mio. Jahren (Misch-alter?).

Es bestehen bis jetzt, so viel bekannt, im ganzen Himalaja keine Beweise, dass sich zwischen der präkambrischen und der jungen Himalajaphase orogene Episoden abge-spielt haben.

4. Im *Tethys- oder tibetischen Himalaja* finden wir die wichtige Tatsache, dass vom Kambrium bis in die Kreide eine fast ununterbrochene konkordante und gut fossil-belegte marine Schichtfolge bekannt ist. Neue Untersuchungen haben nun auch noch die bestehende Lücke vom Devon zum Permokarbon geschlossen (GUPTA 1972). Für die Entwicklungsgeschichte des Himalaja ist diese Feststellung von grösster Wichtigkeit, denn vom Präkambrium bis in die mittlere Kreide sind bis heute keine sicheren oro-genen Bewegungen bekannt. Bis zu dieser Zeit (Kreide) war die indische Platte noch nicht selbständig. Die Unruhe begann mit der mittleren Kreide durch das Auftreten flyschartiger Sedimente und das Einsetzen der Ophiolithe und der Mélangeformation, die auf das Gebiet der Induszone beschränkt ist.

5. Die *Induszone* ist bis jetzt aus dem westlichen und zentralen Himalaja bekannt. Über ihre östliche Fortsetzung haben wir leider nur Vermutungen. Satellitaufnahmen und regionale topographische Karten lassen die auffallenden West-Ost-Lineationen er-kennen, die dem Tsangpo parallel laufen. Im Nefa-Himalaja sollen neuerdings Ultra-basica relativ weit im Süden gefunden worden sein. Die schönsten Aufschlüsse der Induszone finden wir im tibetischen Teil des zentralen Himalaja. Dort ist auch der *Kontakt gegen den Transhimalaja*, den Südrand der tibetischen Platte, aufgeschlossen. Dieses Schlüsselgebiet ist heute leider vom Süden her grösstenteils unzugänglich. Hier haben wir die Reste eines ozeanischen Beckens zwischen indischer und tibetischer Platte. Hier liegt die gewaltige Subduktionszone, in der das Ozeanbecken durch die kontinentale Kollision vollständig «konsumiert» worden ist. Einzig in Exotica, im ophiolithischen Mélange, sind die pelagischen marinen Sedimente dieses Beckens er-halten, die heute nirgends mehr anstehend bekannt sind. Deckenartig sind diese Ein-heiten relativ bis 80 km nach Süden bewegt worden, vielleicht als Abschürfung bei der nordwärts untertauchenden indischen Platte (Obduktion?). Der mechanische Trans-transport dieser Mélangeserien kann sonst kaum verstanden werden. Diese Mélange-Ophio-lithdecken sind überlagert von gewaltigen ultrabasischen Massen mit einer konstanten Zusammensetzung (Harzburgit bis Lherzolite). Der grobkörnige primäre Olivin und Orthaugit und die lamellare Ausscheidung von monoklinem Augit innerhalb der grossen Hypersthene könnte auf eine langsame Abkühlung hindeuten. Trotzdem ken-nen wir die normale Überlagerung dieser Massen nicht, denn sie bilden das *höchste tektonische Element*. Eine Serpentinisierung tritt nur lokal auf. Nordwärts haben die entsprechenden, aber äusserst tektonisierten Elemente zum Teil in Rückaufschiebun-

gen den praktisch unbeanspruchten Südrand der tibetischen Platte überschoben (Granite und Kailaskonglomerate).

Die mächtigen Hornblende-Biotitgranitplutone der *südlichsten tibetischen Platte* sind weitverbreitet (Ladak, Kailas, Südlhasa) und scheinen nach HAYDEN (1907) Kreidealter zu haben. Sie müssen mit der Kreide-Kordillierenphase des nördlichen Himalaja und dem Südrand Tibets in Zusammenhang stehen, etwa im gleichen Sinn wie die Andenplutonite. Granitische Kreideplutonite sind aus dem eigentlichen Himalaja-Orogen bis jetzt nicht bekannt.

Die ungestörten imposanten Kailaskonglomerate, welche transgressiv die Kreidegranite des Transhimalaja überlagern, bestehen zur Hauptsache aus Andesiten, Daziten und Rhyolithen. Ihr Ursprung liegt im Norden in den noch fast unbekanntem Gebieten des nördlichen Transhimalaja. HENNIG (1916) erwähnt paleogene (?) Vulkanite. Man ist versucht, diese Vulkanite als Reaktion der unter die Tibetplatte unterfahrenen indischen Masse zu deuten, etwa ähnlich wie die Rhyolithe der Anden oder die Euganeen im Süden der Alpen. Die auffallende untiefe (30–40 km) Seismizität der tibetischen Platte deutet an, dass diese Bewegung auch heute noch, oder wieder, aktiv ist.

Durch die neuen Untersuchungen des nördlichen Indischen Ozeans haben wir die Möglichkeit, die Entwicklungsgeschichte des Himalaja im weiteren Rahmen zu analysieren. Ich versuchte dies 1966. Seitdem haben sich die Daten vermehrt. Es besteht kaum noch ein Zweifel, *dass der Himalaja engstens mit der Nordbewegung der indischen Kontinentalplatte zusammenhängt.*

Magnetische Anomalien und Bohrresultate weisen darauf hin, dass sich vor 80 Mio. Jahren (in der oberen Kreide) eine selbständige indische Platte mit ± 10 cm pro Jahr, also ziemlich rasch, nach Norden bewegt hat (MCKENZIE und SCLATER 1971). Die Grenzen dieser Platte bilden die beiden marinen Bruchzonen, im Osten der 90° East Ridge und im Westen die Owen-Murray-Zone, deren Fortsetzungen sich auch auf dem Land erkennen lassen als das *Arakan Yoma Lineament* im Osten und die *Quettalinie* im Westen. In beiden Lineamenten treten ophiolithische Zonen auf, und frappante Fazieswechsel von Plattform- zu tiefen orogenen Ablagerungen sind erkennbar (GANSSE 1966). Die jüngeren subsequenten Bewegungen (postmiozän) haben sich ebenfalls in den entsprechenden Zonen abgespielt. Im Zusammenhang mit dieser Nordbewegung steht die beginnende Orogenese in der oberen Kreide (Tethys) zwischen der indischen und tibetischen (eurasischen) Platte. Die damit verbundenen Ophiolith- und Mélangeformationen sind bekannt. Wir vermuten anfänglich ein Orogen vom Kordillarentypus im Norden des Himalaja, dessen Ozean jedoch beim raschen Vordringen Indiens bald konsumiert wird, so dass eine Kollision der indischen und tibetischen Platte beginnt. Die indische Platte unterfährt die tibetische Platte, und eine entsprechende Hebung Tibets verursacht einen ersten Materialtransport von Norden nach Süden in den Indischen Ozean. Das Ausmass dieser Unterschiebung lässt sich am regionalen gravimetrischen Bild erkennen (Bouguer Gravity Anomaly Map of Asia, 1971). Die konsequente Entwässerung nach Süden, die sogar die Himalaja-Orogenese überdauert hat, beginnt und führt zu den ältesten Ablagerungen des gewaltigen Bengal- und Indusdeltas (Prämiozän). Im mittleren Eozän hört die Nordbewegung Indiens praktisch auf. Die marine eozäne Transgression des niederen Himalaja spiegelt diese Ruheperiode wider. Zwischen 55 (Eozän) und 10 Mio. Jahren (Pliozän) scheinen magnetische Anomalien im Indischen Ozean zu fehlen (HEIRTZLER et al.

1968). Im oberen Miozän–Pliozän finden im Himalaja erneute Bewegungen mit Faltungen, Überschiebungen und intensiver Metamorphose statt. Gleichzeitig beginnt die Schüttung der Molasse im Süden (vorgängige Flyschablagerungen fehlen). Diese erneute Orogenese umfasst sukzessive südlichere (externere) Elemente. Nach der Konsolidierung der Induszone (Kreide–Eozän) setzte Ende Miozän die grosse Hauptaufschiebung des hohen Himalaja ein, der die Schildelemente innerhalb des Orogens verdoppelte und Tethys- und Gondwanasedimente zusammenführte. Die orogene Phase begann im oberen Miozän im Norden (etwa 15 Mio. Jahre) und endete im unteren Pleistozän (Hauptüberschiebung im Süden auf oberste Siwaliks, 2 Mio. Jahre). Sie wurde durch die rezente Morphogenese abgelöst, welche ihr Maximum noch nicht erreicht hat. Gleichzeitig senkte sich das Gangesbecken (rezent). Das grösste Delta der Erde, der Bengal Fan, erhielt einen gewaltigen Zuwachs von Sedimenten im oberen Miozän bis zum unteren Pliozän in Form von Turbiditen. Diese haben sich sogar östlich des 90° East Ridge im Whartonbecken abgelagert – mit einer Transportdistanz von 3500 km (CURRAY und MOORE 1971, Deep Sea Drilling Project, Leg 22, 1972). Mit der morphogenen Phase hat sich die Erosion sehr verstärkt. Der Ganges und der Brahmaputra transportieren heute von allen Flüssen der Erde das grösste Sedimentmaterial. Dabei übersteigt die Sedimentlast des Ganges den Brahmaputra um ein dreifaches, und der Bengal Fan wächst weiter.

4. Vergleiche (Tf. II)

Wie lassen sich nun diese drei Gebirge, deren Geschichte wir mehr oder weniger kennen, vergleichen?

Wir haben gesehen, dass sich die Morphogenese in den drei Gebirgen ähnlich abspielt, und das morphologische Endergebnis ist dasselbe, wenn auch das Alter der Morphogenese etwas variiert. Die gleichsam unfertigen Anden sind heute noch am aktivsten. Das zeigen auch die gewaltigen Erdbeben und die vielen quartären Bewegungen. Der Himalaja ist ähnlich jung, nur ist der orogene Gebirgsbau irgendwie abgeschlossen. Die Alpen sind das älteste alpine Gebirge. Weder in den Anden noch im Himalaja finden wir die grossen bequemen Alluvialtäler und die Randseen. Trotzdem heben sie sich auch heute noch (oder wieder!) mit über 1 mm pro Jahr (im Lepontin).

Ganz anders liegt es mit der orogenen Entwicklung: in den Anden sehen wir die Hauptelemente nebeneinander. Die Hauptbewegung erfolgte längs der Subduktionszone und hat die krustalen Elemente weniger (oder noch nicht) erfasst. Die Intensität dieser Bewegung zeigt sich anfänglich in den mächtigen Kreideplutoniten und Vulkaniten und später im jungen, jetzt noch aktiven sauren Vulkanismus. Die seismische Unruhe wird heute eher durch eine sehr aktive Morphogenese anstatt durch Subduktionsbewegungen verursacht. Dies zeigen auch die jüngsten Vertikalbewegungen (vertikal verstellte Moränen, Tablazos) an. Die fehlende Seismik der südlichen Anden könnte mit deren Absenkung zusammenhängen, obwohl auch dort die Subduktion aktiv ist. Die tieferen Beben laufen auffallenderweise den ozeanischen Gräben nicht parallel.

Eine Wanderung der orogenen Vorgänge von Westen nach Osten, von den internen nach den externen Gebieten, ist deutlich. Dieses zeitliche Jüngerwerden der Bewegungen von Westen nach Osten ist auch in den Kordilleren Nordamerikas, mit den Ostfronten der Rockies als jüngster Phase, auffallend. Hier finden wir Parallelen im Himalaja und in den Alpen.

Von besonderem Interesse sind die grossen Massen ozeanischer Kruste der nördlichen Anden, die als erste Phase (obere Kreide–Eozän) den Anden angegliedert worden sind. Obwohl intensiv komprimiert, sind sie jedoch wenig überfahren oder unterschoben worden. Die Mächtigkeit dieser Zone könnte als das Minimum einer alpinen ozeanischen Zone angesehen werden: hier sind mindestens 180 km überfahren oder verschluckt worden. Im Himalaja dürfte die ozeanische Zone bedeutend breiter gewesen sein.

Die Verteilung der jetzt zugänglichen *Ophiolithe* der Alpen deutet auf eine ursprünglich kompliziertere Anlage von ozeanischen Krustenteilen hin als im Himalaja. Die Ophiolithe des Himalaja sind auf eine Hauptzone mit subsequenten Ophiolithdecken beschränkt. Es fällt in den Alpen äusserst schwer, die Ophiolithzonen, die immerhin für das tektonische Verständnis grundlegend sind, zu rekonstruieren (Fig. 3). Ein der früheren Phase der Alpen entsprechendes Beispiel finden wir vielleicht im Iran. Hier hat die wichtige Subduktion längs der Zagrosunterschiebung die Hauptbewegungen aufgenommen. Hier ist eine ursprünglich ozeanische Kruste am Nordrand des arabischen Schildes verschwunden. Nördlich der Zagrosketten sind jedoch gewisse Ophiolithzonen erhalten geblieben. Sie umrahmen gleichsam mehrere «Mikrokontinente». Mit den Ophiolithen treten dort «tiefe» pelagische Kreidesedimente auf, die gegen die Kontinentränder äusserst rapid in Plattformsedimente übergehen (Radiolarite mit Globotruncanenkalken in Rudistenkalken gleichen Alters). Mélangeformationen sind praktisch immer an die Ophiolithzonen gebunden. Ein neuestes Beispiel finden wir im Lutblock (STÖCKLIN et al. 1972). Ein Zusammenschub dieser Mikrokontinente könnte Bilder ergeben, die denen der zentralen Alpen nicht unähnlich sind (Fig. 4).

In allen unseren Vergleichsgebirgen ist der grösste Zusammenschub, die grösste Krustenverkürzung, in der ophiolithischen Subduktionszone zur Kreide-Eozän Zeit erfolgt. In der Induszone des Nordhimalaja ist ein relativ grösseres ozeanisches Becken vollständig verschwunden. Die Nordbewegung der indischen Platte gibt die Grössenordnung an. Sie könnte bei der Geschwindigkeit von 10 cm/Jahr im Zeitraum der obersten Kreide 1000 km übersteigen. In den Alpen ist diese Verkürzung in der Hauptsubduktion an der Grenze Zentralalpen–Südalpen anzunehmen (frühere Wurzelzone). Dabei muss die nördliche Platte mit den herzynischen Massiven die Südalpenplatte unterschoben haben. Eine grössere Bewegung von Süden nach Norden ist kaum anzunehmen (abgesehen von der Relativbewegung der Decken). Eine Nordwärtsbewegung von südalpinen Elementen aus dem ligurischen Raum würde zu komplizierten palinostatischen Problemen führen (LAUBSCHER 1971). Ein Vergleich mit den Himalajaprofilen verstärkt diese Auffassung.

In den Alpen wie im Himalaja haben sich nach den Kreidephasen die weiteren Bewegungen als Folge der kontinentalen Kollision an intrakrustalen Bewegungsbahnen abgespielt. Ein Ansteigen der Isothermen begünstigte die Anatexis, und es dürften die Aufschmelzungszonen sein, die die nachfolgenden Bewegungen erleichterten. Die ausgesprochenen *Low-Velocity-Zonen* in den Alpen in 16–20 km Tiefe scheinen diese Möglichkeit anzudeuten (ANGENHEISTER et al. 1972). Diese Bewegungsphasen finden wir in den Alpen im Eozän, im Himalaja im Obermiozän–Pliozän. Im Himalaja herrschte wahrscheinlich ausserdem vom Eozän bis Mio-Pliozän eine längere, ruhige Zeitspanne, über die wir sehr wenig wissen.

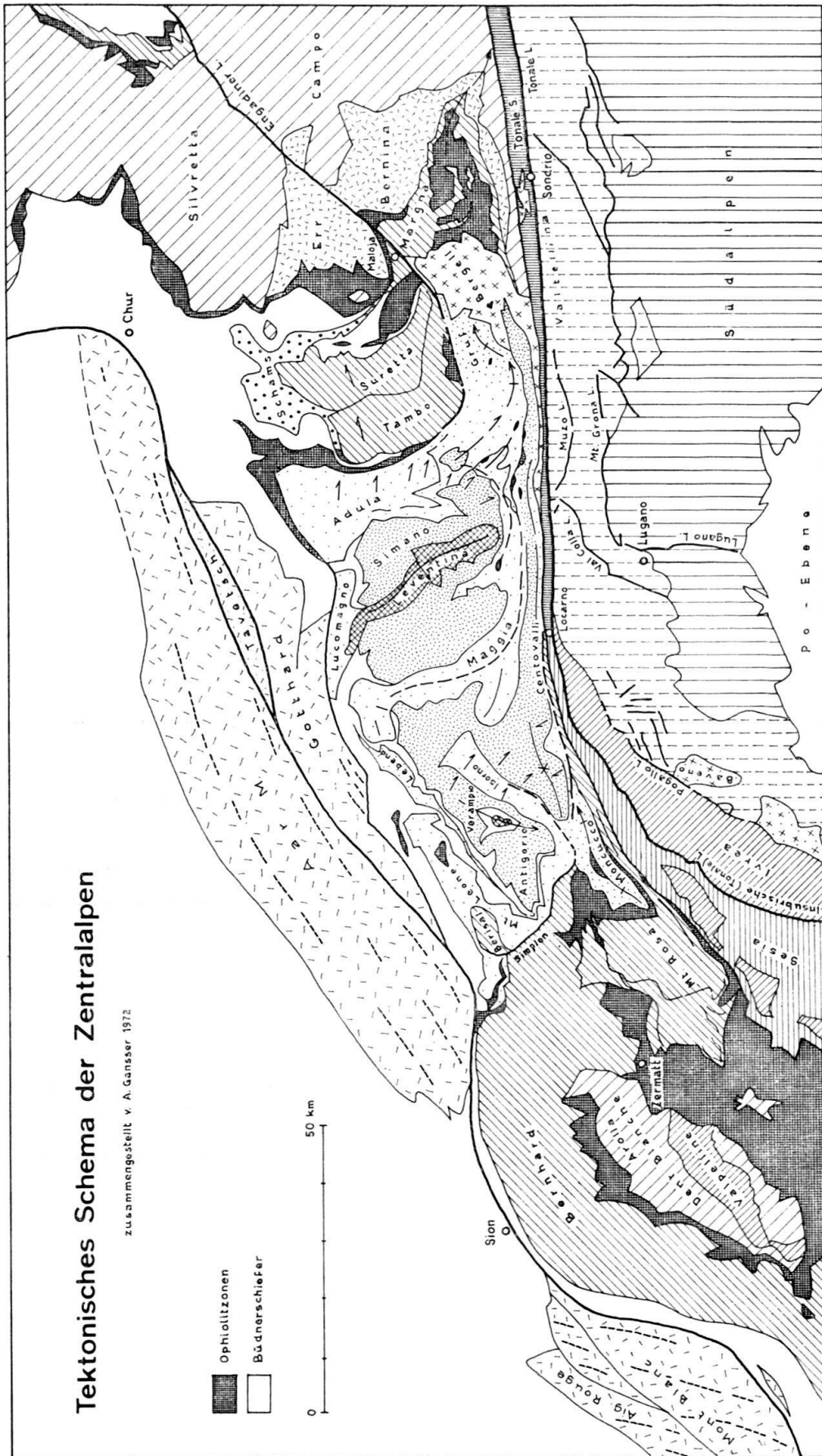


Fig. 3. Tektonisches Schema und die Ophiolithzonen der Zentralalpen.

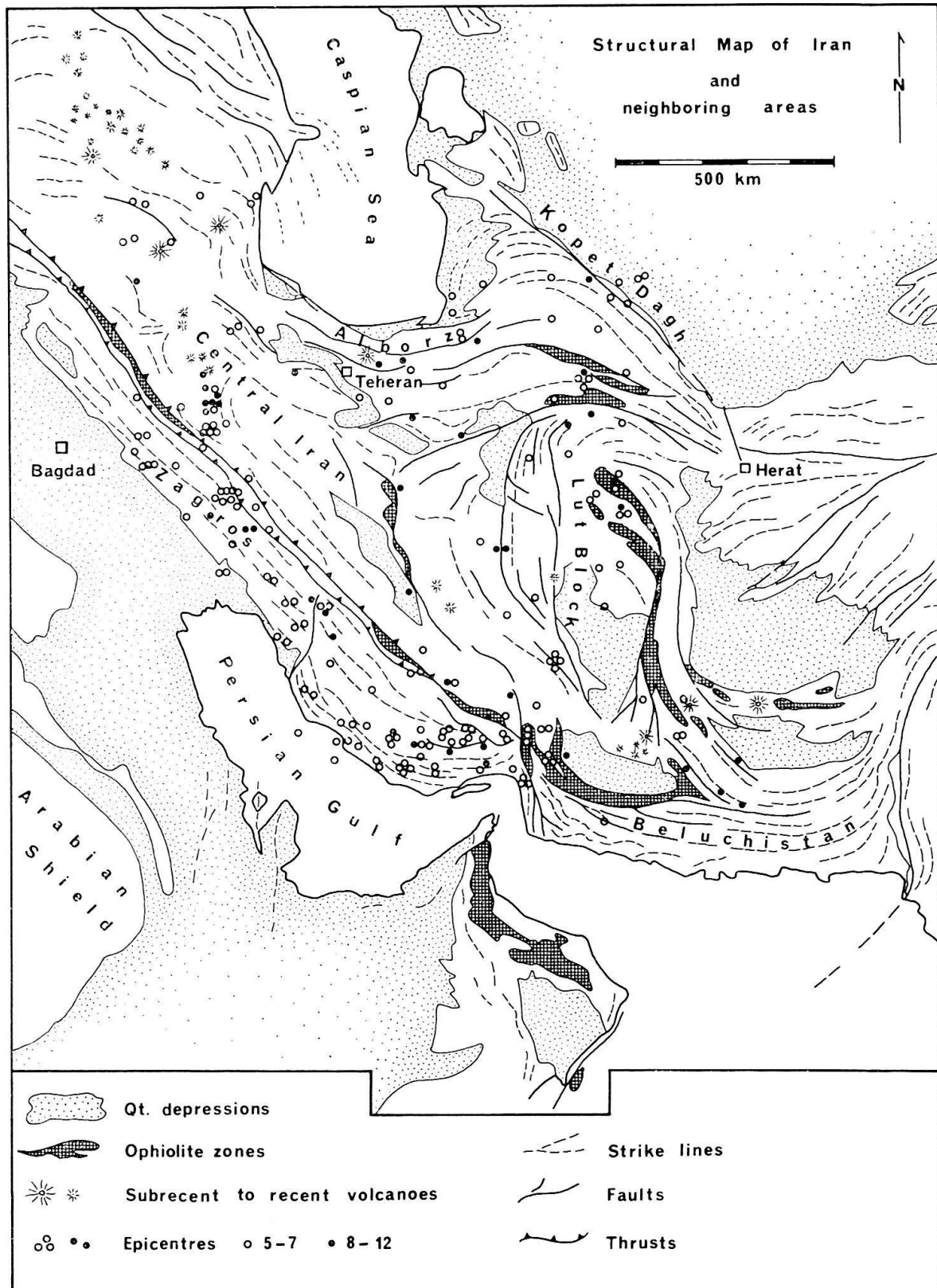


Fig. 4. Strukturkarte des Irans und seiner Umgebung mit Ophiolithzonen, Erdbebenzentren und Vulkanen.

Subsequent zu dieser Bewegungsphase treten granitische Intrusionen auf. In den Alpen sind es die «periadriatischen» Granite (30 Mio. Jahre im Bergell), im Himalaja die pliozänen Turmalingranite (10 Mio. Jahre). Dabei müssen wir berücksichtigen, dass die sogenannten periadriatischen granitischen Intrusionen entsprechend den neuen Altersdatierungen recht verschiedenartig sind, obwohl petrographisch eine auffallende Ähnlichkeit besteht.

In beiden Gebirgen ist die untiefe intrakrustale orogene Bewegung vom internen Teil in die externen Ketten gewandert. Gleichzeitig haben jedoch weitere Kompressionen im Hauptsubduktionsbereich die Kontaktzonen steilgestellt und gehoben (insubrische Phase der Alpen). Die komplizierten Antiformen der Disgrazia und Gruf im Osten sowie die Moncucco-Aufwölbung im Westen der Tessiner Kulmination können mit der Gurla-Mandhata-Kuppel des Zentralhimalaja verglichen werden (Tf. II). Differenzierte vertikale Bewegungen am Südrand dieser Kompressionszone haben in den Alpen als letzte grosse Phase postmetamorph die insubrische Linie gebildet. Im Himalaja erkennen wir die entsprechende Steilzone, können aber über spätere differenzielle Bewegungen nicht viel aussagen. Im zentralen Himalaja scheint die Rückaufschiebung auf den tibetischen Block der insubrischen Phase der Alpen vergleichbar.

Dass die Morphogenese alle drei Gebirge gleich erfasst hat, haben wir schon erkannt. Verschieden sind jedoch die Bewegungen im Vorland und Rückland der Alpen und des Himalaja. Das Vorland des Himalaja, die indische Tiefebene, ist in rezenter Senkung begriffen. Die gewaltigen Überflutungen der Gangesküste sind damit verbunden. Das Rückland stellt die grösste positive Landmasse der Erde dar: das tibetische Hochland. Dem entgegengesetzt ist das Rückland der Alpen heute ein grosses Loch, die Poebene, deren rezente Senkungstendenzen in den letzten Jahren katastrophale Ausmasse angenommen haben (Podelta).

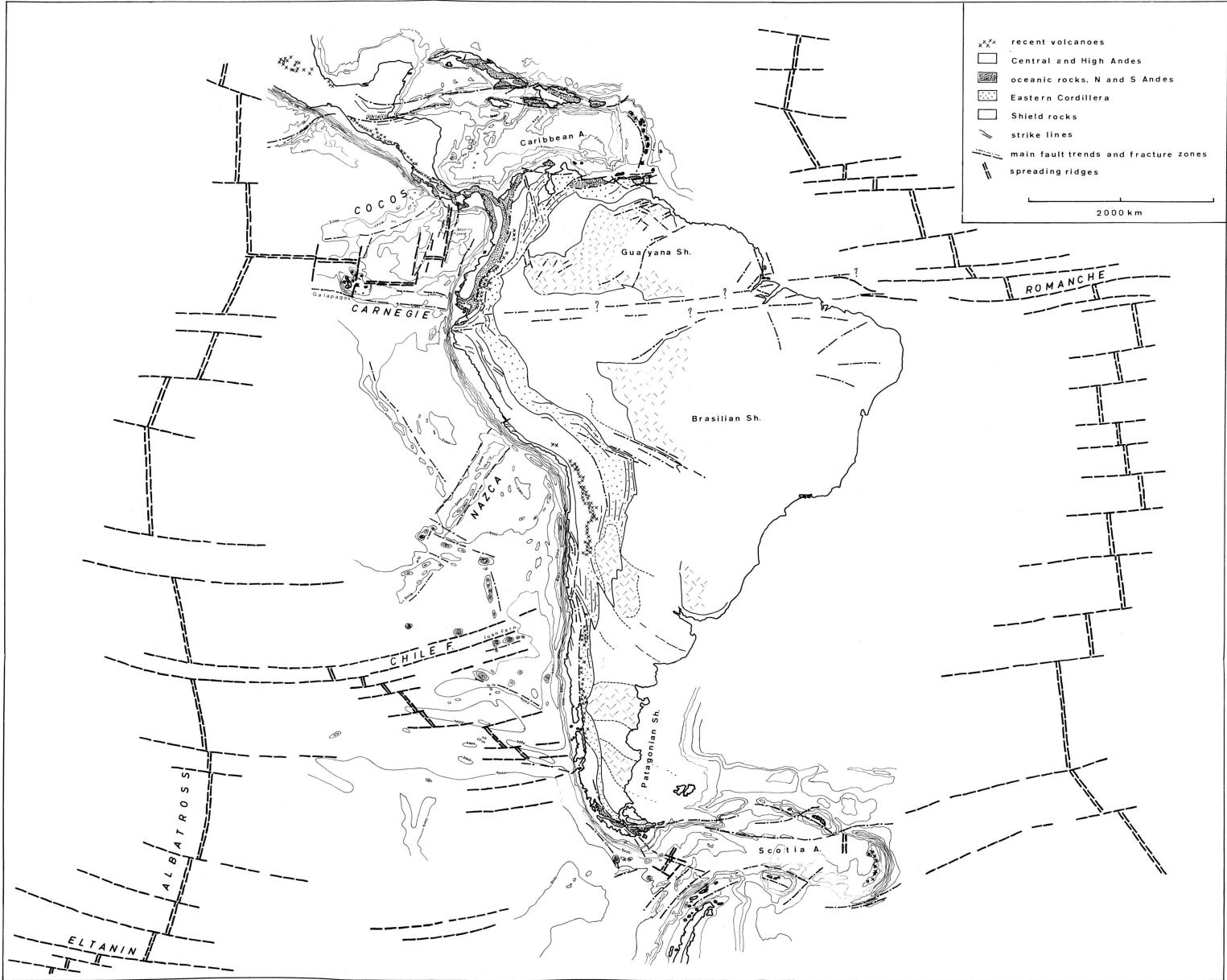
Wenn auch in grossen Linien gewisse Vergleiche zwischen den drei ausgewählten Gebirgen möglich sind, haben doch spätere Einflüsse zum heutigen recht verschiedenen Entwicklungsbild geführt. Die Anden warten noch auf die Kollisionsphase. Der Himalaja ist an seinen zwei extremen Enden durch die bekannten Syntaxen «aufgehängt» und ändert seinen Charakter nach Süden in der westlichen und östlichen Fortsetzung. Die Alpen sind in einen engen Bogen gepresst, der für manche aberrante und doch wichtige Deckenbewegung verantwortlich ist. Alle diese Vorgänge sind aus der Bewegung grösserer und kleinerer Platten geboren, der modernen globalen Plattentektonik, die uns ihre Geschichte in den prächtigen Gebirgen der Erde erzählt. Wir müssen nur noch ihre Sprache besser verstehen!

LITERATURVERZEICHNIS

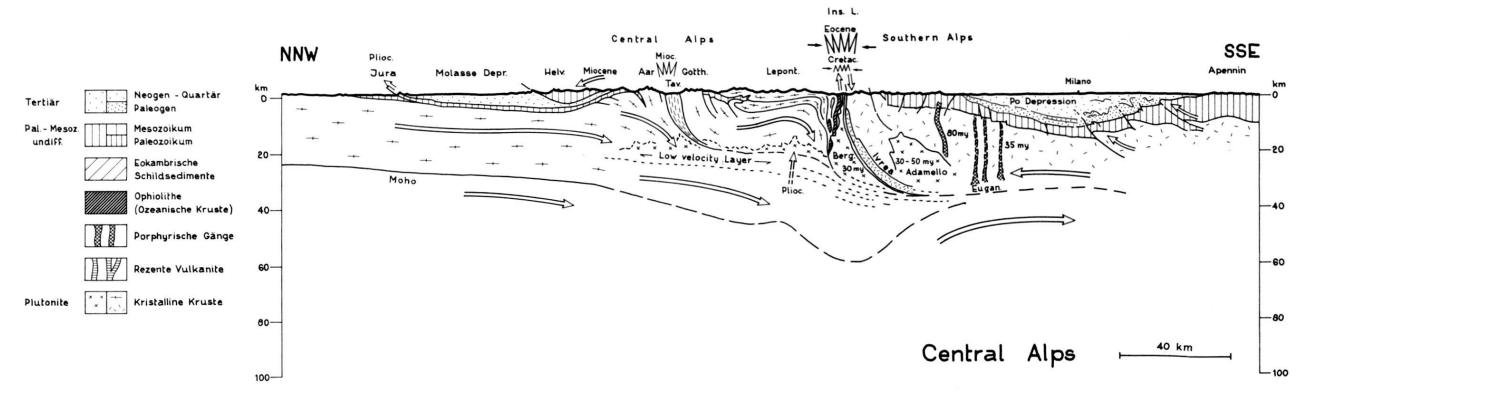
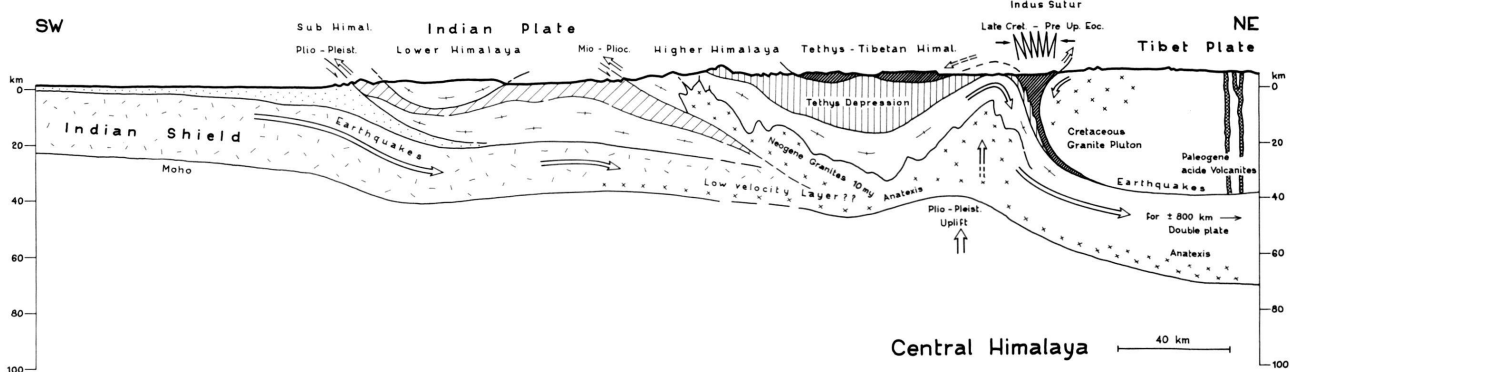
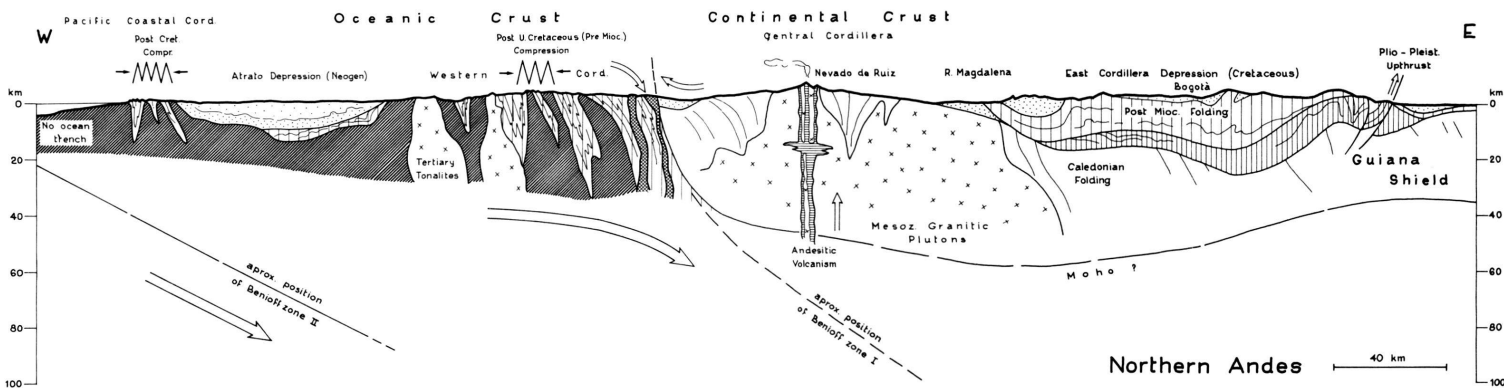
- Aeronaut. Chart. Inform. Center, St. Louis, USA (1971): *Bouguer Gravity Anomaly Map of Asia*.
- AMSTUTZ, A. (1951): *Sur l'évolution des structures alpines*. Arch. Sci. 4/5, 323–329.
- (1955): *Subductions successives dans l'Ossola*. C. r. hebdom. Séanc. Acad. Sci. Paris 241, 967.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ und ZEIL, W. (1972): *Recent Investigations of Surficial and Deeper Crustal Structures of the Eastern and Southern Alps*. Geol. Rdsch. 61, 349–395.
- ARGAND, E. (1924): *La tectonique de l'Asie*. C. r. XIII^e Congrès géol. intern. 1922, Liège, S. 171–372.
- BÜRGL, H. (1963): *Historia geológica de Colombia*. Acad. Colomb. Cienc. Exact., Fís. Nat. Rev., 11/43, 137–191.
- CASE, J. E., DURAN, S. L. G., LOPEZ, R., und MOORE, W. R. (1969): *Gravity Anomalies and Crustal Structure, Western Colombia (Abstract)*. Geol. Soc. Am., Spec. p. 121.

- COBBING, E. J., und PITCHER, W. S. (1972): *The Coastal Batholith of Central Peru*. J. geol. Soc. Lond. 128, 421–460.
- CURRAY, J. R., und MOORE, D. G. (1971): *Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and Denudation in the Himalayas*. Geol. Soc. Am. Bull. 82/3, 563–572.
- DALZIEL, I. W. D., und ELLIOT, D. H. (im Druck): *Evolution of the Scotia Arc*. VI Caribbean Geol. Conf., Venezuela, 1971.
- Deep Sea Drilling Project, Leg 22. Geotimes, Juni 1972, S. 15–17.
- DENGO, G. (1953): *Geology of the Caracas Region, Venezuela*. Geol. Soc. Am. Bull. 64/18, 7–40.
- DEWEY, J. F., und BIRD, J. M. (1970): *Mountain Belts and the New Global Tectonics*. J. Geophys. Res. 75/14, 2625–2647.
- FISCHER, R. L. (1958): *Preliminary Report on Expedition Downwind, Univ. California, Scripps Inst. Oceanography, IGY Cruise to the Southeast Pacific*. IGY Gen. Rep., Ser. 2, Washington, D. C., 58 S.
- FRANK, W., und FUCHS, G. R. (1970): *Geological Investigations in West Nepal and their Significance for the Geology of the Himalayas*. Geol. Rdsch. 59, 552–580 (Stuttgart).
- FUCHS, G. (1967): *Zum Bau des Himalaja*. Österr. Akad. Wiss., Denkschr., 113, 211 S. (Wien).
- GANSSE, A. (1950): *Geological and Petrographical Notes on Gorgona Island in Relation to North-Western S. America*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30/2, 219–236.
- (1959): *Ausseralpine Ophiolithprobleme*. Eclogae geol. Helv. 52/2, 659–679.
 - (1964): *Geology of the Himalayas*. Interscience Publishers, John Wiley & Sons Ltd. London, 261 S.
 - (1966): *The Indian Ocean and the Himalayas. A Geological Interpretation*. Eclogae geol. Helv. 59/2, 831–848.
 - (1973, in press): *Facts and Theories on the Andes*. 26th William Smith Lecture; J. Geol. Soc. London.
- GERTH, H. (1955): *Der Geologische Bau der südamerikanischen Kordillere*. 264 S. (Borntraeger, Berlin).
- GILLULY, J. (1971): *Plate Tectonics and Magmatic Evolution*. Geol. Soc. Am. Bull. 82/9, 2383–2396.
- (1972): *Tectonics Involved in the Evolution of Mountain Ranges*. In: *The Nature of the Solid Earth* (Ed. E. C. Robertson, Mc Graw-Hill), S. 406–439.
- GUPTA, V. J. (1972): *Note on the Occurrence of Fenestella Shales and Associated Rocks in the Tethys Belt of the Kumaon Himalayas*. Centre of Advanced Study in Geology, Panjab University, Chandigarh, 1 S.
- HAYDEN, H. H. (1907): *The Geology of the Provinces Tsang and Ü in Tibet*. Mem. geol. Surv. India 36/2, 122–201.
- HENNIG, A. (1916): *Zur Petrographie und Geologie von Südwesttibet*. In: HEDIN, S., *Southern Tibet*, 5, 220 S. (Stockholm).
- HEIRTZLER, J. R., DICKINSON, G. O., HERRON, E. M., PITMAN, W. C., und LE PICHON, X. (1968): *Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents*. J. Geophys. Res. 73, 2119–2136.
- JÄGER, E. (1973): *Die Entwicklung der alpinen Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung*. Eclogae geol. Helv. 66/1.
- JÄGER, E., BHANDARI, A. K., und BHANDT, V. B. (1971): *Rb-Sr Age Determinations on Biotites and Whole Rock Samples from the Mandi and Chor Granites, Himachal Pradesh, India*. Eclogae geol. Helv. 64/3, 521–527.
- JAMES, D. E. (1971): *Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes*. Geol. Soc. Am. Bull. 82/12, 2246–3325.
- KATZ, H. R. (1972): *Plate Tectonics and Orogenic Belts in the South-east Pacific*. Nature 237, 331–332.
- KATZ, H. R., und WATTERS, W. A. (1966): *Geological Investigation of the Yahgan Formation (Upper Mesozoic) and Associated Igneous Rocks of Navarino Island, Southern Chile*. New Zealand J. Geol. Geoph. 9/3, 323–359.
- ISACKS, B., OLIVER, J., und SYKES, L. R. (1968): *Seismology and the New Global Tectonics*. J. Geophys. Res. 73/18, 5855–5899.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): *Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys*. Geol. Rdsch. 60/3, 813–833.
- McKENZIE, D. P., und SCLATER, J. G. (1971): *The Evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous*. Geophys. J. R. A. S. 25, 437–528.

- RENZ, O. (1960): *Remarks on the Barquisimeto Trough*. Bol. Inf. As. Venez. Geol. Min. Petrol. 3/6, 155–160.
- RITTMANN, A. (1951): *Orogénèse et Volcanisme*. Arch. Sci. Genève 4/5, 273–314.
- RÜEGG, W. (1960): *An Intra-pacific Ridge, its Continuation onto the Peruvian Mainland, and its Bearing on the Hypothetical Pacific Landmass*. Internat. Geol. Congress Kopenhagen 10, 29–38.
- (1962): *Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano*. Bol. Soc. Geol. Perú 38, 97–142 (Lima).
- STÖCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J., und HUSHMAND-ZADEH, A. (1972): *Central Lut Reconnaissance East Iran*. Geol. Surv. Iran, Rep. 22, 62 S.
- TRÜMPY, R. (1973): *L'évolution de l'orogénèse alpine à la lumière de la stratigraphie et de la tectonique*. Eclogae geol. Helv. 66/1.
- VALDIYA, K. S. (1969): *Stromatolites of the Lesser Himalayan Carbonate Formations and the Vindhyaans*. J. Geol. Soc. India 10/1, 1–25.
- ZEIL, W. (1964): *Geologie von Chile*. Beitr. reg. Geol. Erde, 233 S. (Borntraeger, Berlin).



Der Zusammenhang zwischen Anden, Schilden und pazifischen Platten



- Tertiär
 - Neogen - Quartär
 - Paleogen
- Pal. - Mesoz. undiff.
 - Mesozoikum
 - Paleozoikum
- Ekambrische Schildsedimente
- Ophiolithe (Ozeanische Kruste)
- Porphyrische Gänge
- Rezente Vulkanite
- Plutonite
 - Kristalline Kruste

Strukturprofile durch die Anden, Himalaya und Alpen