

Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese

Autor(en): **Laubscher, H.P.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **50 (1970)**

Heft 3

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-39270>

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.

Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese

Von *H. P. Laubscher* (Basel)*)

Mit 11 Textfiguren und 1 Tafelbeilage

Zusammenfassung

Wärme und Bewegung in der Orogenese bilden zusammen ein System voneinander beeinflussenden und miteinander konkurrierenden Prozessen, die mit verschiedener Geschwindigkeit ablaufen. Tektonischer Massentransport und Wärmeadvektion sind relativ schnell, das Aufreissen von Brüchen ist sehr schnell und die Wärmediffusion sehr langsam.

Für den besonderen Fall der Alpen zeigt die Beobachtung, dass mindestens drei wichtige, relativ rasch ablaufende Kompressionsphasen in ihren Spätstadien überlagert und um Jahrzehnmillionen überdauert wurden von radiometrisch erfassbarer thermischer Aktivität. Diese wird offenbar von mehreren Teilprozessen kontrolliert. Diffusionswärme bei tektonischer Versenkung; seichte Advektion (Transport und Deformation heisser Massen) in Mittel- und Oberkruste; Advektion von Mantelwärme längs die ganze Lithosphäre durchsetzender Bruch- und Kluftsysteme.

Nur wenige Kilometer der Oberkruste gehen in das alpine Deckengebäude ein; diese Oberkrustenspäne sind vom Rest der Lithosphäre abgeschert worden, vermutlich infolge Instabilisierung der Mittelkruste durch mässige Aufheizung (seismische Inversionszone nach GIESE). Sie bleiben während der ganzen Gebirgsbildung in ungefährtem isostatischem Schwimmgleichgewicht in Oberflächennähe, während der Rest der Lithosphäre im Mantel versinkt. Besonders beim Ausklingen von kompressiven orogenen Phasen stellen sich vertikale isostatische Bewegungen ein. Sie können sowohl stark positiv (Alpen) wie stark negativ (Tyrrhenis) sein oder auch Mittelwerte annehmen; sie folgen zwar ungefähr einem orogenen Strang, können dessen Grenzen aber auch diskordant schneiden. Diese Bewegungen werden vermutlich diktiert durch die Elimination der orogenen Lithosphärenwurzel, die längs etwas unregelmässiger Grenzen eintritt. Damit zusammenhängende Lithosphärenbrüche vermitteln die Wegsamkeit für die Advektion von Mantelwärme. Im besonderen Fall der Alpen ist das System der insubrischen Linie ein solcher Bruchkomplex. Zusätzlich zu den Vertikalbewegungen waren hier starke, dextrale Horizontalbewegungen wirksam. Verschiedene alpine Querstrukturen lassen sich als durch die dextralen Bewegungen in verschiedenen Phasen eines langen Entwicklungsprozesses erzeugte en-échelon-Störungen deuten. Nach dieser Interpretation ist die Maggiaquerstruktur aus einer frühen NW-streichenden Störung mit Wärmeadvektion

*) Adresse: Prof. H. P. Laubscher, Geologisches Institut der Universität, Bernoullinum, 4000 Basel.

durch spätere dextrale Rotation und fließende Verfaltung hervorgegangen, die Centovalli-Simplon-Störung ist ein junges Glied desselben Systems.

Abstract

Heat and movement in orogeny are parts of a system of strongly interacting and competing rate processes. Tectonic mass transport and the advection of heat are comparatively fast processes, whereas rupture along faults is particularly fast and diffusion (conduction) of heat is particularly slow.

Spezifisch, observation in the Alps has established at least three important, relatively fast compressive phases. Thermal activity is manifest in their later stages although it outlasts them by tens of millions of years. It is controlled by a number of different processes, particularly 1) heat diffusion from the surroundings into tectonically buried rocks, 2) deformation and mobilization of comparatively hot masses of the middle crust (shallow advection), 3) advection of mantle heat along systems of joints and faults which transect the entire lithosphere.

In the Alpine nappe system only thin slivers of the upper crust are normally found; they have been detached from the rest of the lithosphere, probably as a result of moderate heating and instabilisation of the middle crust (seismic inversion zone of GIESE). They remain afloat near the surface of the earth in seemingly buoyant equilibrium, while the rest of the lithosphere drowns in the mantle. Near the end and after a compressive phase vertical isostatic movements are common; they may be strongly positive (Alps) or strongly negative (Tyrrhenian sea) or of any intermediate magnitude. They ordinarily follow the orogenic belt but frequently transcend its boundaries considerably. From the perspective of plate tectonics this would seem to be the result of the elimination of the dense lithospheric root along irregular boundaries. This process is associated with the development of fault systems which cut through the entire lithosphere and provide avenues for the advection of mantle heat.

In the Alps, specifically, the system of the "Insubric line" is such a fault complex. In addition to vertical movements there have been large dextral offsets. Several of the transverse structures found in the Alps may be correlated with en-échelon structures formed at different stages during the development of the dextral system. Among these, the highly metamorphosed transverse structure of the Lepontine Alps may be due to an early en-échelon feature which facilitated advection of mantle heat and was subsequently rotated dextrally and deformed by paracrystalline flow. On the other hand, the Centovalli-Simplon fault complex may be a very late member of the same dextral system.

1. Einleitung

Orogenese und Plutonismus – allgemein: mechanische und thermodynamische Phänomene der Gebirgsbildung – sind beides Resultate derselben endogenen Wärmemaschine. Wie aber sind diese Resultate miteinander verknüpft? Die Erde ist ein kompliziertes System, dessen Einzelteile in unglaublich vielfältiger, oft graduell variabler Weise ineinandergreifen, einander gegenseitig beeinflussen, oft durch Rückkoppelung; in einem allgemeinen Sinne sind die Vorgänge zyklisch, mit einer gewissen Berechtigung spricht man von „orogenen Zyklen“ – und doch ist kein Zyklus genau wie der andere, noch prägt er sich an einem Ort genau so aus wie an einem andern; wer allgemein gültige Regeln

aufstellen will, darf sich nicht fixieren im Sinne physikalischer Gesetze. Heute im Zeitalter der Computer und der „Systems Analysis“ sollte das eigentlich selbstverständlich sein.

Ich möchte mich im folgenden beschränken auf eine Diskussion der grossräumigen Bewegungen im Sockel, in den kristallinen Gesteinen der Kruste und des oberen Mantels und der sie begleitenden thermischen Phänomene in den Alpen, in einem Versuch, die wichtigsten stratigraphischen, tektonisch-geometrischen, petrologischen, radiometrischen und geophysikalischen Daten zu koordinieren, und zwar innerhalb des konzeptuellen Rahmens der „New Global Tectonics“. Diese Diskussion ist Teil einer Arbeit, die ich vor Jahren begonnen habe, sozusagen im Auftrag des Internationalen Komitees zum Studium des oberen Erdmantels; es sollte an interdisziplinären Synthesen der schier unübersehbaren Menge von geologischen Daten im weitesten Sinne gearbeitet werden; ich hatte innerhalb der „Working Group on Tectonics“ namentlich die Aufgabe, mich mit einer neuen Beurteilung des Problems „Orogenese“ zu befassen.

Selbstverständlich ist ein guter Teil von dem, was ich zu zeigen habe, altbekannt. Generationen von Geologen haben ja geduldig Daten zusammengetragen und sie korreliert. Viele von ihren Erkenntnissen sind auch heute noch gültig.

Im übrigen bin ich mir bewusst, dass Lücken in Lektüre und Anschauung, Auslassungen und Irrtümer aus purer Vergesslichkeit und falsche Beurteilung der Wichtigkeit von Daten leider nicht ganz zu eliminieren waren

Verdankungen: Für anregende Diskussion danke ich meinem Mitarbeiter D. Bernoulli.

2. Problemstellung

Auf die Phänomene, die es im Themenkreis „Bewegung und Wärme in der Orogenese“ vor allem zu diskutieren gilt, wird man sich unschwer einigen können:

- Deckenbildung als eindrucklichstes Phänomen horizontaler Kompression;
- die Decken durchsetzende grosse Bruchsysteme;
- vertikale Hebungen und Senkungen, gewöhnlich als „isostatische Bewegungen“ bezeichnet, die mit Phasen der Einengung abwechseln, sie aber auch überlagern;
- syn- bis postkinematische Metamorphose, gipfelnd in der Mobilisierung saurer Schmelzen oder wenigstens zu differentieller, quasi-visköser Bewegung fähiger Phasen mit oft zur Umgebung diskordanten Begrenzungen.

Mit dieser Themenwahl verzichte ich zugleich auf eine eingehende Erläuterung der prä-orogenen Phasen.

Zur Demonstration der konkreten Probleme, die hier zur Diskussion stehen, mögen drei generelle Profile durch die Alpen dienen, zunächst eines durch die östlichen Schweizer Alpen (Fig. 1), und zwar möchte ich mich auf ein paar zentrale Punkte der Grundgebirgstektonik konzentrieren.

- Im Zentralabschnitt erscheinen die Decken, bei allen Unregelmässigkeiten im einzelnen, als dünne (nicht mehr als 5 oder höchstens 10 km dicke), ausgedehnte (einige Zehner von km) flache Platten, liegende Falten oder Schuppenzonen. Das ist erstaunlich im Hinblick auf die Ausgangsposition, die nach den heutigen geophysikalischen Daten aus einer festen Lithosphärenplatte von 50 bis 100 km Dicke bestand. Irgendwie müssen bei der Orogenese die seichtesten paar Kilometer der Kruste von ihrem Substrat losgelöst werden, und sie allein gehen in das geologisch erfassbare Orogen ein.
- Im Südabschnitt wird längs der insubrischen Störungszone (oder Iorio-Tonale-Linie) dieser flache Deckenstapel steilgestellt und gar überkippt – wiederum sehen wir von Komplikationen im einzelnen wie isoklinalen Falten ab. (Ausserdem vermeiden wir die etwas unglückliche, weil verschiedene Phänomene miteinander verquickende Bezeichnung „Wurzelzone“.)

Die insubrische Störung ist penekonkordant zu den steilen Deckengrenzen und deshalb klassischerweise (ARGAND, STAUB) oft einfach als verbogene und reaktivierte Untergrenze der Oberostalpinen Decken interpretiert worden. Regional gesehen ist sie nichtsdestoweniger deutlich diskordant zum Deckensystem – wenigstens vom Tessin nach Osten –, eine steile Bruchzone eigener Kinematik (vgl. GANSSER 1968). Metamorphosesprung und Radiometrie bestätigen dies. Sie ist im allgemeinen jünger als die hier wohl hauptsächlich obereozänen Decken. Ihre regionale Ausdehnung legt den Schluss nahe, dass sie eine bis in die Asthenosphäre hinabreichende Begrenzung einer grossen Lithosphärenplatte ist, also ein geotektonisches Element ersten Ranges. Die kinematische Analyse ergibt, dass ihre Hauptkomponente, auf dem Profil nicht darstellbar, eine grosse dextrale Horizontalverschiebung ist (vgl. p. 583–585, Fig. 10, 11, und LAUBSCHER 1971a,b). Ein Blick auf die geologische Karte (Generalkarte Bl. 7 Ticino) oder auf die Achsenkarte von WENK (1956) oder die vereinfachte Fig. 2 enthüllt die schon früh aufgefallene enge Beziehung zu den Tessiner Querstrukturen und damit zur Metamorphose und Heraushebung dieses Gebietes. Längst bekannt ist auch die regionale Verknüpfung mit einer ganzen Reihe saurer Intrusiva.

Auf Grund dieser Befunde möchte ich folgende Fragen formulieren:

1. Welche mechanisch-thermischen Bedingungen verursachen die Hervorbringung dünner, flacher Grundgebirgsdecken?
2. Woher stammt die Wärme, die die erwähnten Effekte der Metamorphose und des sauren Plutonismus erzeugt hat, und wie hat sie sich ausgebreitet?

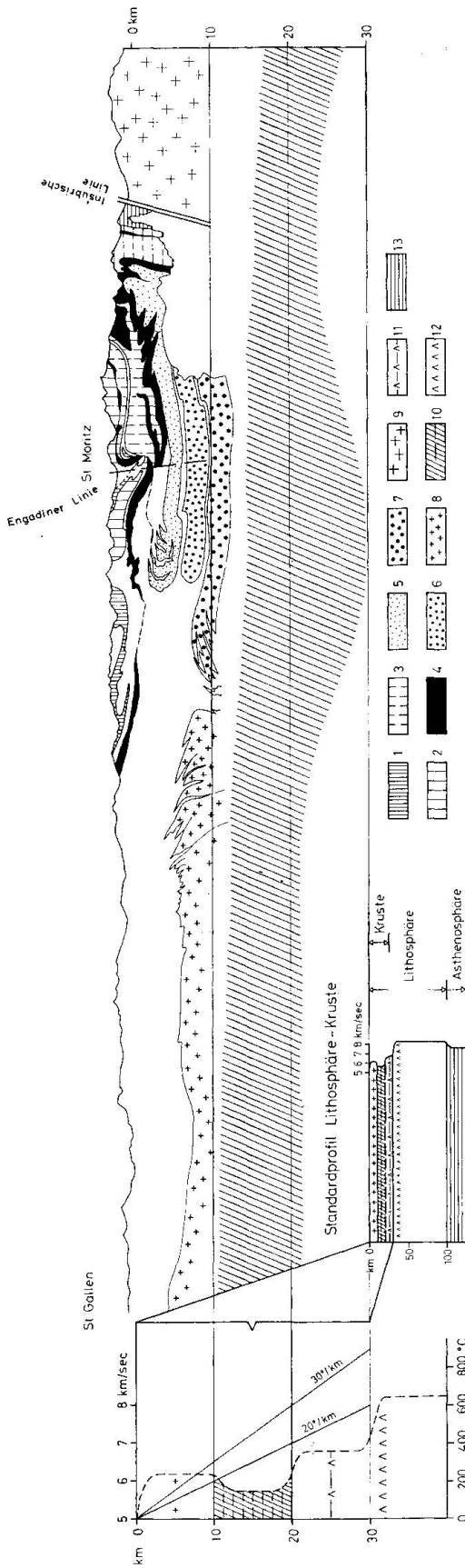


Fig. 1. Die grossmassstäblichen Grundgebirgsstrukturen in den zentralen Alpen nach Geol. Generalkarte d. Schweiz, 1:200 000, Blätter 7 und 8, Erläuterungen

1. Oberostalpin
2. Unterostalpin
3. „Unterostalpin-südpenninischer Grenzbereich“ (Sella-Margna-Komplex)
4. Ophiolitreiche Komplexe der Aroser Zone, der Plattendecke und des Avers-Malenco-Zuges
5. Suretta-Decke (Zentralpenninikum)
6. Tambo-D. (Zentralpenninikum)
7. Adula-D. (Nordpenninikum)
8. Zentralmassive und nördliches Vorland
9. Südalpen, südliches Vorland
10. Seismische Inversionszone (Mittelkruste), nach GRIESE (1970)
11. Unterkruste
12. Dach des oberen Mantels (Basis M-Diskontinuität)
13. Asthenosphäre

Die generellen seismischen Profile durch Standardkruste und Lithosphäre sind gezeichnet nach GRIESE (1968) und ISACKS et al. (1968). Die Grundgebirgsdecken umfassen nur Teile der Oberkruste; ihre geringe Mächtigkeit ist erklärbar durch Abscherung über der thermisch aufgeweichten Mittelkruste, besonders bei Temperaturanstieg infolge tiefer Versenkung unter Sedimente oder Decken, als Folge der Erzeugung von Reibungswärme in der Benioffzone, durch direkte Advektion von Mantelwärme längs lithosphärischer Bruchsysteme und besonders durch anisotropen Wärmetransport aller Art längs Schichtflächen.

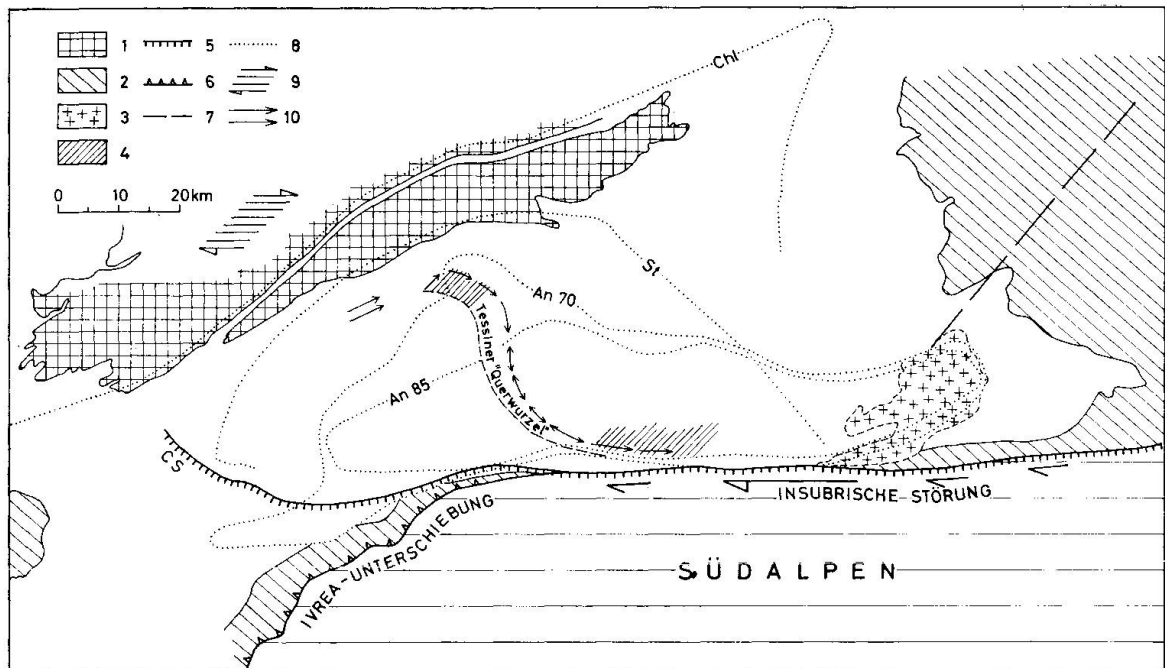


Fig. 2. Die Abhängigkeit der tertiären Geothermik der Alpen vom insubrischen Störungssystem
Grundlage: JÄGER et al. (1967) und WENK (1955), stark vereinfacht

1. Zentralmassive
2. Ostalpin
3. Bergeller Granit
4. Knotenpunkte mit steilachsigem Schlingenbau
5. Insubrische Störung ss (Iorio-Tonale-Linie) mit Centovalli-Simplon-Störung = CS
6. Unterschiebung der Zone von Ivrea
7. Engadiner Linie
8. Isograde: Chl = Chloritoid
St = Staurolith
An 70 = An 70 in alpinen Paragenesen Plagioklas-Calcit
An 85 = An 85 in alpinen Paragenesen Plagioklas-Calcit
9. Dextrale Scherzone im Aarmassiv nach STECK (1968)
10. Allgemeiner Verlauf der Achsen in der Tessiner Quarzzone nach WENK (1955)

Nach Abschluss des Manuskripts überreichte mir Prof. E. WENK freundlicherweise ein Separatum seiner eben erst gedruckten Arbeit „Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin“. Die darin enthaltenen Daten verfeinern das Isogradenbild im Lepontin bedeutend, die hier diskutierten wesentlichen Züge bleiben aber bestehen. Auch der allgemeinen interpretativen Diskussion ist nichts wesentliches beizufügen.

zu der vom Petrographen und Radiometer heute erfassbaren Mineral- und Alterszonierung?

3. Welche Rolle spielt in diesem Komplex das scheinbar paradoxe Nebeneinander von flachliegenden Decken, sie deformierenden Längs- und Querfalten und steilen Störungen eines mindestens ebenso grossen regionalen Ausmasses?

Eine Bestätigung und Verdeutlichung dieser Problematik ergibt sich beim Betrachten eines Standardprofils durch die Ostalpen auf der Höhe des Tauernfensters (Fig. 3). Wieder gilt es, einen Komplex zu entwirren von verfalteten

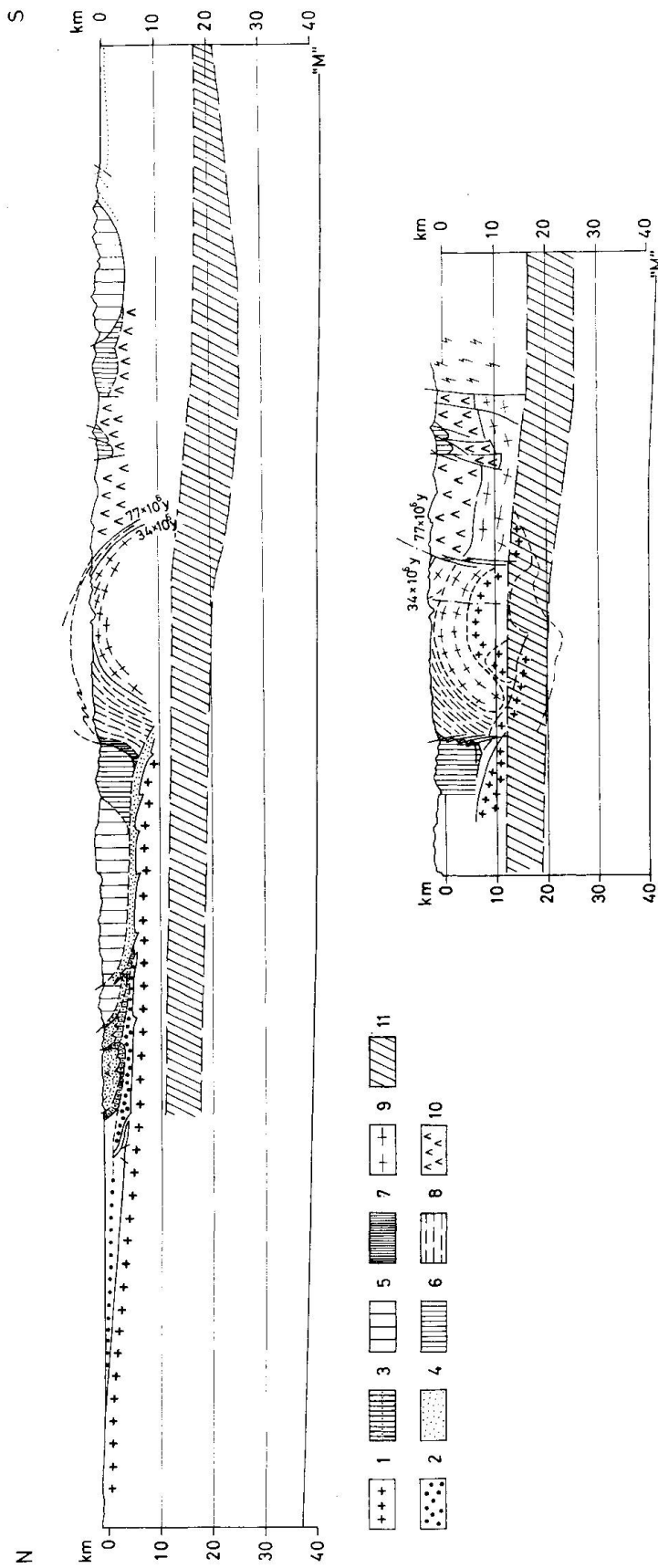


Fig. 3. *Generelle Profile durch die Ostalpen auf der Höhe des Tauernfensters*

a) Rein deckengeometrisches Profil nach KÜPPER (1964) (in: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 500 000, Geol. Bundesanstalt Wien).

- 1. Kristallin des nördlichen Vorlandes
- 2. Sedimente des Molassetroges
- 3. Helvetikum
- 4. Im Norden: Flysch; im Süden: ob. Kreide und Alttertiär
- 5. Oberostalpin Mesozoikum
- 6. Ostalpin und südalpines Paläozoikum

- 7. Unterostalpin
- 8. Penninische Sedimente
- 9. Penninisches Grundgebirge
- 10. Ost- und südalpines Grundgebirge
- 11. Seismische Inversionszone nach GIESE (1968)
- 12. M-Diskontinuität nach GIESE (1968)

b) Interpretation mit das Deckensystem durchschneidenden Bruch- und Flexursystemen, gefordert durch Sprünge im Metamorphosegrad und in den radiometrischen Altem. Diese Störungssysteme dürften die ganze Lithosphäre erfassen, sie werden aber in der Mittelkruste durch thermische Umlagerungsprozesse mit horizontaler Schichtungstendenz verweist.

Grundgebirgsdecken, steilen Störungen und Sprüngen der Metamorphose und der radiometrischen Alter. Ähnlich wie bei der insubrischen Störung hat bis heute unter den Deckentektonikern die Tendenz bestanden, die strukturellen Diskordanzen im Fensterrahmen zu verharmlosen und möglichst alle Störungen als im wesentlichen durch Faltung des ganzen Deckenstapels steilgestellte Deckenkontakte zu deuten. Man musste sich ja wehren gegen die Antinappisten, die die Fensternatur der Tauern überhaupt bestreiten und alles durch vertikale Bruchtektonik erklären wollen. Heute wird allerdings weder in Österreich noch besonders in der Schweiz jemand an der Fensternatur der Tauern zweifeln wollen, und darum können wir uns den Luxus leisten, wo nötig ein paar steile Brüche zusätzlich einzubauen: Die jüngsten radiometrischen Daten scheinen sie zu erfordern.

Ein durch steile Brüche und Flexuren modifiziertes Tauernprofil sieht dann ungefähr so aus wie auf Fig. 3b. Die steilen Störungen sind sehr ähnlich der insubrischen Störung, und ich vermute, dass sie damit verwandt sind (vgl. Fig. 11 und LAUBSCHER 1971 a, b).

Das Profil enthält aber noch wichtige zusätzliche Information. Es treten zwei datierte alpine Metamorphosen auf, scharf getrennt, eine oberkretazische im Ostalpin und eine um fünfzig Millionen Jahre jüngere Oligo-Miozäne im Penninikum. Ja, wenn GIESE (1968) recht hat – und ich finde seine Argumentation überzeugend – so kann man mit den refraktionsseismischen Daten auch noch eine dritte alpidische Metamorphose, eine rezente – allerdings in der Tiefe – erkennen. Die wichtigsten von GIESE ermittelten Grenzen sind in vereinfachter Weise auf die beiden Ostalpenprofile Fig. 3a und 3b eingezeichnet. Im besonderen möchte ich die Bedeutung der Inversionszone hervorheben, in der die Geschwindigkeiten mit der Tiefe in ganz anomaler Weise wieder abnehmen – gewiss ein thermischer Effekt. Diese Inversionszone ist besonders ausgeprägt unter den Alpen, sie hat die Form einer i. a. flachen, leicht gegen Süden geneigten Schicht, die sich wenig um die wilde Tektonik der Alpen kümmert, es treten weder tiefe Wurzelpfropfen noch auffällige Tumore in Erscheinung – was allerdings z. T. auch auf das relativ geringe Auflösungsvermögen der Methode zurückzuführen sein wird. Besondere Aufmerksamkeit verdient die von GIESE selbst kommentierte Ähnlichkeit der durch eine Aufweichungszone von der übrigen Lithosphäre getrennten seichten Oberkruste mit den dünnen Grundgebirgsdecken der Alpen.

Das seismische Tiefenprofil, und insbesondere die Struktur der Inversionszone, ist recht verschieden im *Westalpenprofil*, Fig. 4. Die Inversionszone schiebt sich hier bekanntlich als Keil unter den sogenannten „Entenschnabel“ der Ivreazone. Die Ivreazone selbst, der Petrographie der Oberflächenaufschlüsse, den hohen Geschwindigkeiten und der grossen Dichte nach entspricht der Übergangszone zwischen Kruste und Mantel des Standardprofils. Die seismischen Resultate zeigen also zweierlei an: 1. dass ausnahmsweise auch eine

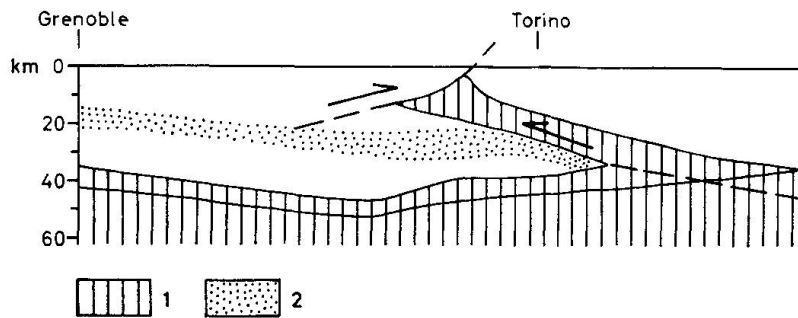


Fig. 4. Tiefenstruktur der Westalpen nach GIESE (1968)

1. Oberer Mantel und Übergangszone
 2. Seismische Inversionszone
- Zwei Bewegungen scheinen einander zu überlagern:
1. Eine Westüberschiebung des südalpinen Grundgebirges mit der Übergangszone Mantel-Kruste an der Basis (Zone von Ivrea)
 2. Eine nach Osten gerichtete Rücküberschiebung alpiner Decken (Canavese, Sesia, penninische Einheiten) über die Zone von Ivrea

Bedeutende Ost-West-Bewegungen des Grundgebirges sind angezeigt. Sie sind kinematisch zu korrelieren mit den dextralen Horizontalbewegungen längs des insubrischen Störungssystems.

Abtrennung der Kruste an ihrer Basis möglich ist; 2. dass eine solche Abtrennung offenbar von einem keilförmigen Vordringen mobilerer Massen begleitet sein kann. Man wird unwillkürlich erinnert an das seitliche Vordringen eines basaltischen Lagerganges, der bei diesem Prozess ja auch seichtere Schichten abheben muss.

3. Daten zur zeitlichen Abfolge von Horizontalbewegungen, Vertikalbewegungen und thermischen Ereignissen

Auf Fig. 5 sind die wichtigsten stratigraphischen und radiometrischen Datengruppen zur alpinen Gebirgsbildung zusammengestellt. Die für uns wesentlichen Phasen sind:

- die unter- bis mittelkretazische (prä-Cenoman bis prä-Gosau) Phase. Sie ist in der zur Diskussion stehenden Gegend stratigraphisch nur für das Ostalpin belegt, vor allem durch die diskordante Auflagerung der oft molasse-ähnlichen Gosauschichten, die vom Coniacien bis ins Obereozän reichen (vgl. OBERHAUSER 1967, JANOSCHEK 1964). In die Gosauzeit (Senon) fallen auch die radiometrischen Altersbestimmungen im Ober- (bzw. nach TOLLMANN Mittel-) Ostalpin der Umrandung des Tauernfensters, im besonderen des Brenner-Mesozoikums (MILLER et al. 1967; LAMBERT 1970).
- Die paläogene, im wesentlichen obereozäne bis vermutlich basal unteroligozäne Phase. Sie ist nach den Dokumenten der Schweizer Alpen die wichtigste Phase, in der der piemontesische Trog zugedeckt und das Penninikum bis ins Ultrahelvetikum hinein erfasst wurde. Auf diese Phase folgen die eindrucklichen oligozänen Molassen des Vorlandes sowie – dies

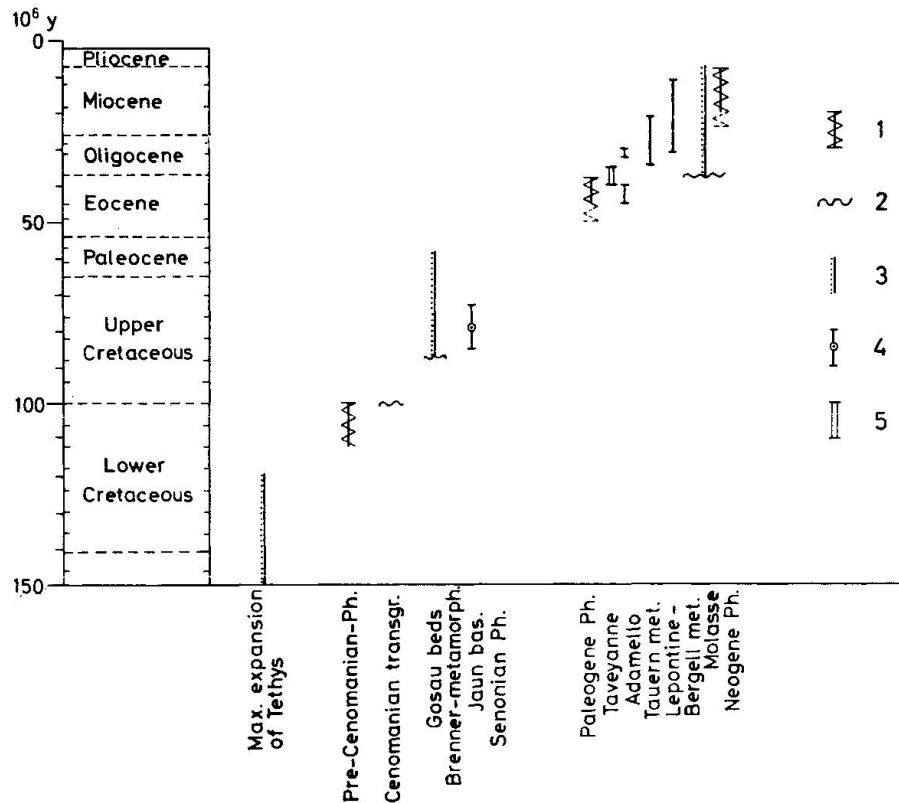


Fig. 5. Zusammenstellung der wichtigsten stratigraphischen, tektonischen und radiometrisch-geothermischen Daten für die alpine Orogenese

1. Faltungsphasen
2. Diskordanzen
3. Prä-kompressive Sedimentation sowie post-kompressive Molasse
4. Radiometrische Alter, meist Abkühlungsalter von Glimmern
5. Taveyanne-Sandstein

Es gibt keine „alpine Metamorphose“; die einzelnen Phasen der geothermischen Aktivität müssen zeitlich weit auseinanderliegenden tektonischen Phasen zugeordnet werden. Sie sind aber langsameren Prozessen unterworfen als diese und haben deshalb langfristige Nachwirkungen. Weitere Erklärungen im Text.

- ist für die Korrelation mit der Gosaumolasse besonders wichtig – die diskordant auf Decken und Falten abgelagerten unter- bis mitteloligozänen Molassen der ligurischen Alpen und der Provence. Wiederum fällt mit dieser offenbar durch Vertikaltektonik charakterisierten Molassephase zusammen ein wichtiges thermisches Ereignis, obwohl es sicher in der Tiefe stellenweise (vgl. auch Fig. 6 und HUNZIKER 1970a sowie BORSI et al. 1966) früher beginnt und mancherorts die Vertikalphase auch überdauert.
- Die neogene (etwa Burdigalien bis spätes Pontien) Phase, in der die helvetischen Decken bis zum Jura, die insubrische Störung, das Südalpin als tektonische Einheit und die Apenninen entstanden sind. Die Molasseschüttung geht im Vorland mehr oder weniger kontinuierlich weiter, aber im Hinterland finden sich Zeugen einer auch gegenüber dieser Phase wenigstens teilweise postorogenen, diskordant die Deckengrenzen überlagernden

Molasse, namentlich in den Jungtertiärbecken der Toscana. Als synchrones thermisches Ereignis ist z. B. der Monte Capanne-Granit auf Elba zu erwähnen. Auch der quartäre Vulkanismus Italiens mag damit zusammenhängen, er weist allerdings auch andere Beziehungen auf. Gewöhnlich wird er ja als zum Schweretief des Apenninenrandes gehöriger vulkanischer Innenbogen gedeutet, und auch eine Beziehung zur Ozeanisierung und zum Einbruch der Tyrrhenis ist angezeigt. Diese Fragen verlangen nach einer Diskussion im weiteren Rahmen wie sie später aufgenommen werden soll. Ein anderes, zur jüngsten alpinen Vertikalphase gehöriges thermisches Ereignis ist, wie schon erwähnt, die besonders ausgeprägte seismische Inversionszone unter den Alpen.

4. Das aktualistisch-geophysikalische Modell der New Global Tectonics als Standardmodell zum Vergleich mit den fossilen Befunden (Fig. 6, 8, 9)

Man kann sich die aufgezählten Daten auf verschiedene Weise zusammenreimen, aber wonach der gegenwärtige Stand der Dinge zuallererst verlangt, ist ein Vergleich mit dem im Augenblick am besten fundierten, am konsequentesten durchstruierten, wenn auch durchaus noch nicht vollständigen

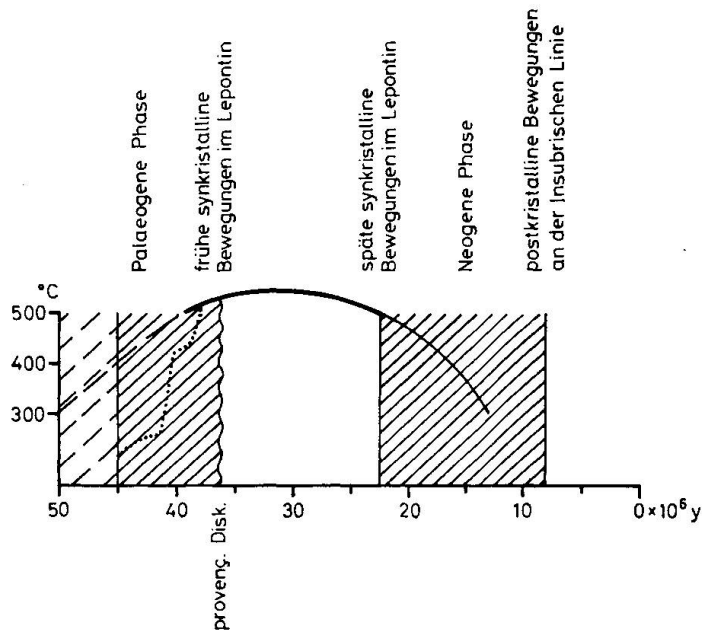


Fig. 6. Die thermische Entwicklung des Simplongebietes (nach HUNZIKER 1970)

Schraffiert sind die stratigraphisch ermittelbaren Kompressionsphasen.

Provenç. Disk. = Diskordanz an der Basis des provençalischen Oligozäns.

Die Kurve basiert auf Abkühlungsaltern von Phengiten und Biotiten. Sie illustriert vortrefflich die Langsamkeit des Prozesses der thermischen Diffusion gegenüber tektonischen Bewegungen. Zur Zeit der neogenen Phase war das Simplongebiet möglicherweise noch heiss genug für parakristalline Bewegungen. Punktirt ist eine geologisch vertretbare aber nicht direkt belegte Anstiegskurve einskizziert, vgl. S. 582.

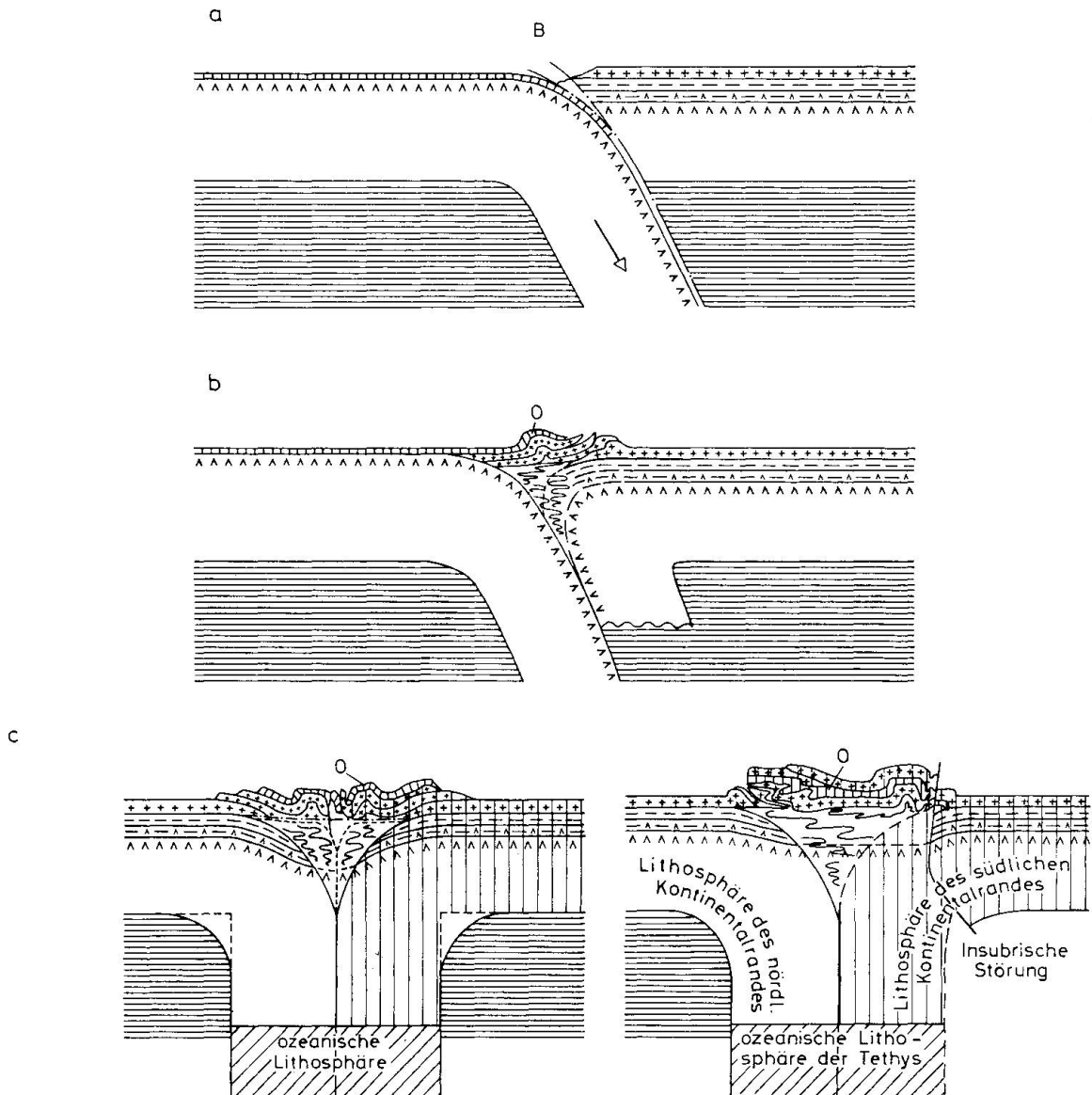


Fig. 7. Das Senkengebiet (Orogen) nach dem aktualistischen Schema der Plattentektonik („New Global Tectonics“ = NGT) und seine Modifikation für fossile Orogene

Die Signaturen entsprechen denen von Fig. 1. Zusätzlich ist eine enge Vertikalschraffur für die ozeanische Kruste und eine weite Vertikalschraffur für Massen des südlichen Kontinentalrandes auf Fig. 7c und 7d.

B = Benioffzone

O = Ophiolitdecke

- a) Standardschema einer pazifischen Randsenke.
- b) Fossiles Randorogen: die Überschiebung der Ophiolitdecke über den Kontinentalrand erfordert deren Abschälung von der ozeanischen Lithosphäre; die Bewegung von Kontinentalranddecken über den Kontinent setzt ihre Abscherung von kontinentaler Lithosphäre und Unterkruste voraus. Beide Lithosphärenplatten müssen also in der Tiefe verschwinden. In den pazifischen Randsenken scheint die Unterschiebung der ozeanischen Platte weit aktiver zu sein. Zwischen den abtauchenden Platten und den isostatisch leicht bleibenden Krustendecken schaltet sich ein Zwickel von unbekannter Struktur ein. Es steht zu vermuten, dass hier Mittel- und Unterkruste und Teile des oberen Mantels Phasentransformationen ausgesetzt sind, sich miteinander verzahnen und dass dabei vielleicht Strukturen ähnlich jenen der Ivrea-Zone entstehen (SCHMID 1967). Ich habe diese Zwickel hier und in den folgenden Figuren, vgl. vor allem auch Tafel I, ganz schematisch mit Schlangelinien aufgefüllt.

oder gesicherten aktualistisch-geophysikalischen Modell der „New Global Tectonics“ (= NGT; ISACKS et al. 1968). Es interessieren hier nur die Vorgänge in den Senken, also jenen Zonen, wo Oberfläche zerstört wird, wo Lithosphäre und tiefere Kruste im Mantel verschwinden. Ich setze das Modell in seinen allgemeinen Zügen als bekannt voraus und möchte nur einige für die nachfolgende Diskussion wesentliche Züge besonders vermerken (Fig. 7).

Zunächst der Prototyp, das Standardmodell, die pazifische Randsenke, ohne die weiteren Komplikationen des Inselbogens und des Randmeeres. Die heute oft als „Benioffzone“ bezeichnete Erdbebenzone bildet die obere Begrenzung der mit einer Geschwindigkeit von einigen Zentimetern pro Jahr unter den Kontinent abtauchenden ozeanischen Lithosphärenplatte. Treibender Motor für dieses Einsinken ist vermutlich vor allem das eigene Gewicht – die kühlere Lithosphäre ist dichter als der warme Mantel, in den sie eintaucht (PRESS 1969). Der horizontale Teil der Platte wird nachgeschoben durch die in den ozeanischen Rücken aufstossenden Asthenosphärenmassen. Es entsteht so eine mehrphasige Zirkulation, die in wesentlichen Punkten von der früher populären Konvektionsströmung abweicht.

Dieses Modell genügt leider nicht, um wichtige Befunde des fossilen alpinen Orogens zu erklären, namentlich die Deckenbildung; denn in fossilen Orogenen des alpinen Typs ist normalerweise die Vergenz bekanntlich nicht ozeanwärts, sondern kontinentwärts. Die Decken folgen einer Vortiefe, die zentrifugal, kontinentwärts auswandert. Berücksichtigt man diese Erfahrungsregel und modifiziert das Schema der NGT entsprechend, so gelangt man zu einem Bild, das den bekannten Tektogen-Modellen von HESS und VENING MEINESZ ähnlich sieht – trotz grundsätzlich anderer Dynamik. Versucht man weiter, dieses Modell mit dem NGT-Modell des Pazifikrandes zu versöhnen, so kann man wie folgt argumentieren: An Kontinentalrändern ist der ozeanische Ast eines zweiseitigen Orogens stärker entwickelt, er bestimmt das geophysikalische Bild, trägt aber, da die Decken liefernden Kontinentalrandmassen dabei nicht abgeschält werden, nur wenig zur Bildung der dem Geologen vertrauten alpinen Deckengebirge bei, er liefert fast keine historisch-geologischen Dokumente. So mag unter dem Tongagraben die westpazifische Lithosphärenplatte in den letzten 10 Millionen Jahren um 700 km abgetaucht sein, wie es die NGT

-
- c) Interkontinentale Orogene, symmetrisch: Obenauf liegen die Ophiolitdecken, die von der in der Tiefe verschwundenen Lithosphäre abgeschält worden sind, darunter sukzessive kontinentnähere Kontinentalranddecken. Für Isostasie und Seismik stellt sich unter dem Deckenkomplex eine neue Materialschiebung ein.
- d) Typ des univergenten alpinen Orogens. Die ozeanische Lithosphäre ist ebenfalls in der Tiefe verschwunden, aber die Ophiolitdecke wird überlagert von Massen des südlichen Kontinentalrandes. Welche Faktoren entscheiden, ob c) oder d) eintritt, ist noch unbekannt. Eingezeichnet ist noch die insubrische Linie als die ganze Lithosphäre durchsetzende Störung. Sie ist Teil einer Plattengrenze mit im wesentlichen dextraler, senkrecht zur Zeichenebene gerichteter Bewegung.

erfordert, aber Decken, an denen der Geologe diesen Betrag rekonstruieren könnte, sind unbekannt. Der kontinentale Ast der Lithosphärensenke, viel schwächer ausgebildet und von noch unbekannter Geometrie, liefert dagegen sozusagen alle dem Geologen zugänglichen Kompressionsstrukturen, im besonderen die Decken. Er wird besonders wirksam, wenn aus der randlichen Senke eine interkontinentale und schliesslich eine intrakontinentale wird – entweder, weil der Ozean primär nur schmal war oder durch Verschwinden der ozeanischen Platte eliminiert wurde. In diesem Falle bleibt dann vom ursprünglichen Ozean nur eine evtl. verschuppte, vielleicht von Überschiebungen zugedeckte Narbenzone übrig.

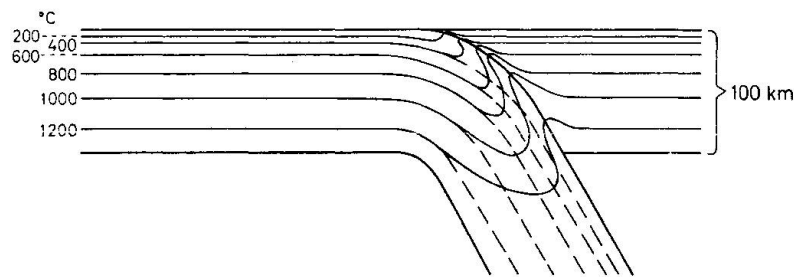


Fig. 8. Wärme und Bewegung im Standardprofil der NGT, vgl. Fig. 7a
Nach MINEAR und TOKSÖZ (1970), Fig. 10, vereinfacht

Annahmen sind u. a.: Drift-Geschwindigkeit 1 cm/Jahr, Erwärmung durch Scherdeformation an der Oberkante der sinkenden Platte, adiabatische Kompression, exotherme Phasenumwandlungen im mittleren Mantel. Stand nach ca. 100 Millionen Jahren. Trotz all diesen zusätzlichen Wärmequellen und der ständigen, aber langsamen Wärmediffusion aus der Umgebung bleibt die Lithosphäre kälter und dichter als diese. Die Figur soll illustrieren:

1. die relative Langsamkeit der Wärmediffusion gegenüber dem tektonischen Massentransport;
2. den möglichen Einfluss der bei der Scherdeformation erzeugten Wärme auf die Geothermik der Kruste.

Gestrichelt ist der Verlauf der Isothermen in einer absinkenden, aber nicht erwärmten Lithosphäre.

Die Geometrie der Lithosphärensenke unter dem alpinen Orogen ist also noch unbekannt; ich vermute, sie war ziemlich chaotisch, sie lässt sich nur schwer in ein einfaches Schema pressen. Ich habe deshalb zur Vervollständigung des Bildes nach unten eine symbolische Darstellung gewählt, eine symmetrische, einfache Abfaltung der Lithosphäre, die an die von HESS, VENING-MEINESZ und anderen propagierten Bilder der dreissiger bis fünfziger Jahre gemahnt. Diese Darstellung erlaubt es zum mindesten, die wesentlichen Probleme konkret zu erläutern.

Die Abscherung der Oberkruste nach dem Hessschen Tektogenmodell wird am besten illustriert durch die bekannten alten Experimente von GRIGGS (1939). Dabei werden Oberflächenschichten aus dem Kern des Tektogens, einer engen Synklinale, nach oben ausgequetscht. Dieses Modell aber widerspricht den heute bekannten geophysikalischen Befunden – die Lithosphäre ist zu fest für die geforderten Konvektionsströme, Seismik und Gravimetrie

ergeben keine Hinabfaltung sialischer Kruste. Das Tektogenmodell hat im übrigen immer den im wesentlichen univergenten Alpen widersprochen. Die alpinen „Wurzeln“ sind von ganz anderer Geometrie.

Das neue Modell fordert ein Versinken der Lithosphäre unter dem eigenen Gewicht; die vorher skizzierten geophysikalischen Befunde der Alpen verlangen, dass die alpinen Decken immer in einem quasi-isostatischen Gleichgewicht in Oberflächennähe schwimmen. Dafür sind verschiedene Erklärungen möglich. Z. B. lassen sich, da auch mit dem Versinken der Lithosphäre eine wenigstens temporäre Kompression verbunden ist, die Resultate der Experimente von GRIGGS (1939) und KUENEN (1936) wenigstens einigermaßen anwenden. Ein seitlich komprimierter Block lässt Material sowohl nach oben wie nach unten ausweichen. Im Schwerfeld der Erde werden i. a. die spezifisch leichten Massen nach oben, die spezifisch schweren Massen nach unten ausweichen. Ungefähre Grenze für „leicht“ und „schwer“ wird dabei die Dichte der Asthenosphäre sein; ihr hydrostatischer Druck wird sich z. B. auch dem Kern einer idealen lithosphärischen Abfalte (im Sinne von Fig. 9) mitteilen und spezifisch leichtere Massen, die nicht genügenden Gegendruck ausüben, nach oben drücken. In geometrisch und rheologisch komplizierten Situationen sind allerdings Abweichungen von diesem Normalfall durchaus denkbar. Schwere Peridotitmassen gelangen allenthalben in den Ophiolitdecken an die Oberfläche; spezifisch leichte Serpentine und Sedimente scheinen in den Subduktionszonen in die Tiefe verschleppt zu werden und wenigstens z. T. Wasser, Alumosilikat und Alkali zum zirkumpazifischen Vulkanismus beizusteuern; Krustenteile scheinen in „ozeaniserten“ Gebieten dem Mantel, allerdings unter Phasenänderung und auch -trennung, irgendwie einverleibt zu werden. Selbstverständlich ist zudem auch der „festen“ aber immerhin recht warmen Lithosphäre eine gewisse Fähigkeit zum viskösen Spannungsabbau zuzubilligen (vgl. z. B. CARTER und AVÉ LALLEMANT 1970, Fig. 9). Um innerhalb einer orogenen Phase von wenigen Millionen Jahren die Krustenisostasie einigermaßen zu gewährleisten, müsste eine Relaxationszeit von etwa der gleichen Größenordnung und damit eine Viskosität von 10^{25} poise angenommen werden. Ich bezweifle aber, dass der Hauptanteil am Phänomen der Isostasie dieser hydrostatischen Komponente innerhalb der Lithosphäre zugeschrieben werden kann.

Im übrigen ist ja für die globale Zirkulation ein Ineinandergreifen der verschiedenen Teilprozesse nötig, sonst funktioniert das System nicht. Nach den heute bekannten Daten sind nur zwei Prozesse offensichtlich, die es der kontinentalen Lithosphäre erlauben, in der Tiefe zu versinken, nämlich die Ablösung der Oberkruste, verbunden mit einer Aufstapelung in Form von Grundgebirgsdecken, und die „Ozeanisierung“, d. h. die Zerstörung, die Umwandlung der Kruste in ein Aggregat dichter Phasen, wofür man erst geologisch-geophysikalische Evidenz, aber keine zwingende Erklärung hat (vgl. auch Fig. 9).

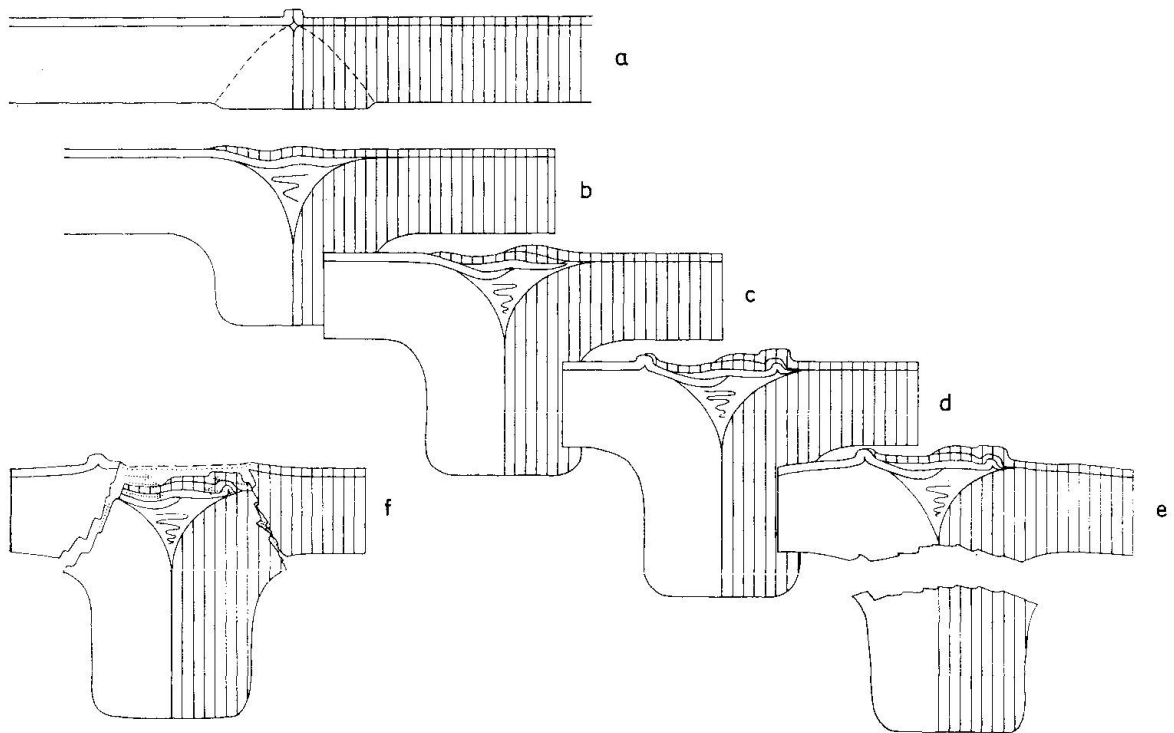


Fig. 9. Schema der grossmassstäblichen Entwicklung eines einphasigen alpenähnlichen Orogens

Kontinentale und ozeanische Bereiche sind nicht unterschieden. Nur die kontinentale Oberkruste und die ozeanische Kruste sind von der Lithosphäre abgesondert dargestellt.

- a) Der Beginn der Instabilität, die das Abtauchen der Lithosphäre und das Abschälen der seichten Krustenteile einleitet, ist nicht bekannt, aber offenbar sind die beiden Vorgänge gekoppelt. Embryonale Stadien, die etwas Licht auf das Problem werfen könnten, sind im intrakontinentalen Bereich fossilisiert (Harz, Central Rockies, venezolanische Anden z. B. Eine im embryonalen Beginn steckengebliebene Kontinentalrandsenke ist möglicherweise im Grenzgebiet Blake Plateau-Hatteras Abyssalebene vorhanden [vgl. HEEZEN et al. 1959], das nicht nur geographisch, sondern auch nach dem Refraktionsprofil eine Art Zwischenstellung zwischen dem typischen „atlantischen“ Kontinentalrand weiter nördlich und dem „pazifischen“ des Puerto Rico-Grabens einnimmt.) Ein ein- oder beidseitiges Hinabdrängen der Lithosphäre mit einer durch Bruchsysteme komplizierten (hier ausgelassen) im ganzen aber relativ einfachen Ausbeulung der Kruste ist angezeigt (hier als einfache Falte dargestellt). Es ist möglich, dass bei diesem Embryonalstadium wegen Dilatanz in den Scharnieren (gestrichelt) der Lithosphäre Mantelwärme advektiv (evtl. auch Reibungswärme auf der Benioffzone) in die Kruste gelangen und deren weitere Abschälung einleiten kann; wo nicht, bleibt das Orogen im embryonalen Zustand stecken.
- b) Die weitere Entwicklung besteht zunächst in der Ablösung und Überschiebung dünner Oberkrustendecken, die
- c) im Falle des univergenten alpinen Orogens zwar nordvergent sind, aber sich doch im Norden sukzessive weiter nördlich, im Süden sukzessive weiter südlich ablösen.
- d) Weiter gegen das Vorland zu und während der späteren Stadien werden die frontal abgescherte Oberkruste sowie das Deckengebäude verfaltet.
- e), f) Der spezifisch schwere Lithosphärenpfropfen verschwindet am Ende der orogenen Phase, hier drastisch durch Abbrechen dargestellt (da die Erwärmung – Fig. 8 – ein langsamer Prozess ist, scheinen raschere Vorgänge nötig zu sein, um das stratigraphisch belegte, vergleichsweise rasche Ende einer orogenen Phase zu erklären). Dadurch werden isostatische, die ganze Lithosphäre umfassende vertikale Ausgleichsbewegungen hervorgerufen. Empirisch sind zwei radikal verschiedene Extremfälle belegt: das Alpensystem von den Meereralpen bis Wien ist besonders kräftig aufgestiegen (e: orographische Alpen) während ungefähr gleichzeitig die tektonische Fortsetzung im Ligurischen und im Tyrrhenischen Meer ebenso kräftig isostatisch abgesunken ist (f). Man kann dies durch verschiedene Lagen der Abbruchstelle zu erklären versuchen. Ich halte es für möglich, dass der Lithosphärenpfropfen in diesem Stadium schwer genug ist, um auch die Kruste in die Tiefe zu ziehen, wenn sie nur fest mit

Ein ganz wesentlicher Aspekt der Orogenese ist also der kinetische: beteiligte, häufig miteinander konkurrierende Prozesse verlaufen mit manchmal ähnlichen, manchmal aber auch sehr unterschiedlichen Geschwindigkeiten (vgl. Fig. 8). Solche Prozesse sind nicht nur „visköses“ Fließen sondern auch, auf der schnelleren Seite, das Aufreißen eines Bruches, einer Überschiebung, eines Abscherhorizontes, auf der langsameren die Diffusion der Wärme. Diese wiederum kontrolliert entscheidend das mechanische Verhalten; denn wesentlich für Abscherung und Fließen der Gesteine ist die thermodynamische Instabilität gewisser Phasen bei Erwärmung: sie führt oft, besonders am Umwandlungspunkt und besonders dann, wenn Volatilia oder Schmelzen beteiligt sind, zu mechanisch instabilen Zuständen; es muss hier besonders hervorgehoben werden, dass Schmelzen nicht nötig sind und Gase oder Flüssigkeiten auch in minimalen Mengen instabilisierend wirken können. Die gewöhnlich endothermen Prozesse verlangen Wärmezufuhr, und die Umwandlungsgeschwindigkeit wird von der Rate der Wärmezufuhr, vom Wärmezufuhrfluss bestimmt. Besonders bei Abscherphänomenen fällt dabei der Anisotropie des Wärmetransportes – namentlich der Advektion längs Schichtflächen – bedeutendes Gewicht zu.

5. Quelle und Ausbreitungsprozess der Wärme bei den thermischen Phasen der alpinen Orogenese

Aus der empirischen Zusammenstellung der Fig. 5 und Fig. 6 hat sich ergeben, dass Abkühlungsalter gemeinhin um Zehner von Millionen Jahren jünger sind als die stratigraphisch dokumentierten Kompressionsphasen. Auch die diskordanten Kontakte plutonischer Gebilde weisen in diese Richtung. Im Lepontin gar blieb die Temperatur so lange hoch, dass sie auch bezüglich der neogenen Phase noch syn- und sogar postkinematische Kristallisation hervorrief (Fig. 6). Woher stammt diese im wesentlichen postorogene Wärme? Die wichtigsten in Frage kommenden Quellen sind:

Quelle 1: Versenkung noch während der Orogenese und Erwärmung durch regionale Diffusion. Die Isothermen werden dabei zunächst nach unten ausgebuchtet – die Massenbewegung ist ein schnellerer Prozess als die Wärmediffusion – und dann langsam wieder ausgeglättet (vgl. Fig. 8). Wegen der Langsamkeit der Diffusion wird die Metamorphose gegenüber der Deckenbildung verzögert. Dieser Prozess hat sicher eine wesentliche Rolle gespielt. Dafür

ihm verbunden bleibt. Die Austreibung mobiler Substanzen längs Schichtflächen und Phasentransformationen müssten rasch genug sein, um eine synkinematische „Ozeanisierung“ der Kruste zu erwirken. Diese Lösung ist zugegebenermaßen hoch spekulativ und schematisch, aber sie hat den Vorteil, das oft verschwiegene, zur Kompressivtektonik diskordante unmittelbare Nebeneinander von isostatischen Auf- und Ab-Bewegungen ins nötige grelle Licht zu rücken; vgl. LAUBSCHER 1971 b.

sprechen die tektonisch-geothermische Situation (tiefe Decken), das aktualistische Modell der im allgemeinen ruhig gelagerten seismischen Inversionszone sowie, wenigstens nach einigen Begutachtern, Mineralparagenesen und Abkühlungsgeschichte; er erklärt aber nicht die charakteristische Geometrie der Isograden.

Eine weitere Frage, die sich in diesem Zusammenhang z. B. bei Betrachtung von Fig. 6 aufdrängt, ist die nach dem Verlauf des Temperaturanstiegs im Frühstadium. Reine Diffusion sollte einen langsamen Anstieg verursachen; die Kurve müsste auf Fig. 6 ungefähr spiegelbildlich nach links ergänzt werden (der genaue Verlauf hängt natürlich von vielen Faktoren ab, die genau definiert werden müssten). Man gelangt dann bei 50 Millionen Jahren (Oberes Untereozän) zu einer Anfangstemperatur von 300 Grad. Vermutlich hat aber der paläogene Zusammenschub im Nordpenninikum (Leontin-Simplon) erst im Mittel- bis Obereozän eingesetzt (45 Millionen Jahre), und die Oberkruste und Sedimente dürften zu jener Zeit kaum Temperaturen über 200 Grad aufgewiesen haben. Unter dieser Voraussetzung wird der T-Anstieg enorm steil – viel zu steil für reine Diffusion –, und ein anderer Mechanismus des Wärmetransportes muss ins Auge gefasst werden.

Quelle 2: Areal konzentrierte Wärmeadvektion aus der Unterkruste. Sie ist an die materielle Dislokation heisser, aber nicht unbedingt flüssiger Massen gebunden, also hauptsächlich an diskordante Intrusionen und konkordante Auffaltungen, aber auch Überschiebungen kühlerer Oberflächenmassen durch die von Anbeginn wärmere Basis der Überschiebungsmassen. Die spezielle Bewegungsart hängt von der allgemeinen Rheologie der betroffenen Komplexe ab, nach einem beliebigen Schlagwort also vom „tektonischen Stockwerk“. In seichteren Bereichen – ostalpin – sind es vornehmlich diskordante Überschiebungen und Intrusionen, in tieferen – unteres Penninikum – vor allem konkordante Verfaltungen. Derartige Advektionen sind natürlich nicht grundlegend verschieden vom regionalen Diffusionsmodell, sie setzen dieses voraus und sind bloss eine Weiterentwicklung. Im Tessin entsprechen die Querfalten z. T. dieser Vorstellung, bewirken sie doch – vgl. z. B. WENK in JÄGER et al. (1967) – eine auffällige Ausbuchtung der Isothermen nach Norden. WENK denkt bei diesem Beispiel zwar eher an Anisotropien in der Wärmeleitung. Solche bestehen sicher, auch wenn ihr summierter Effekt in verfalteten Gebieten schwer abzuschätzen ist, aber jedenfalls würde erst die Verfaltung die Herstellung einer bestimmten geometrischen Konfiguration der Anisotropie bewirken; Faltungsadvektion wäre damit primär. Auf Fig. 6 könnte z. B. der steile T-Anstieg durch eine Folge von flacher verlaufenden Diffusions – (besonders am Anfang) und steileren Advektionssegmenten erzielt werden.

Quelle 3: Areal konzentrierte Wärmeadvektion aus dem oberen Mantel. Man könnte auch daran denken, die advective Wärme von tieferen Niveaus zu

beziehen, und damit wesentlich neue Möglichkeiten zu schaffen. Man erinnert sich, dass die heutigen Vulkanbögen vom oberen Mantel gespiesen werden (direkt von der Asthenosphäre oder von der durch Reibungswärme aufgeschmolzenen Benioffzone, vgl. Fig. 8), und dass die im Bereich der insubrischen Linie aufgereihten sog. periadriatischen Intrusiva ungefähr die richtige Lage hinter der Alpenfront für einen paläogenen Vulkanbogen einnehmen (vgl. auch AHRENDT 1969 und DAL PIAZ und HUNZIKER 1970). Die andesitischen Taveyanne-Sandsteine von der Eozän-Oligozän-Wende würden ganz gut in ein solches Bild passen, sie sind etwas älter, aber ihr Datierung bezieht sich nicht auf

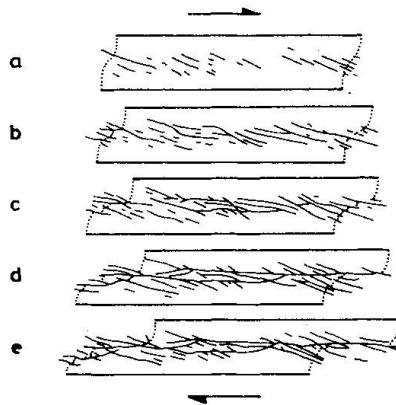


Fig. 10. Die Entwicklung einer dextralen Scherzone, ein Vergleich mit der insubrischen Störungszone und der Einfluss auf den Wärme-Transport

Die Figur ist der Arbeit von TCHALENKO (1970, Fig. 4) entnommen. Sie gibt die sukzessiven Schermuster in einem Tonkuchen wieder, unter dem zwei Bretter in dextraler Scherung aneinander vorbei bewegt werden (Riedel-Experiment. Die Figur von Tchalenko ist sinistral; um einen Vergleich mit der dextralen insubrischen Scherzone zu erlauben, ist sie spiegelbildlich nachgezeichnet). Nach einem ersten Stadium homogener Scherdeformation („pre-peak strength deformation“) erscheint:

- a) Ein System diskontinuierlicher en-échelon Scherflächen (peak structure). Diese Scherflächen bilden im Falle der embryonalen insubrischen Störung ein dreidimensional gestaffeltes Muster, da zusätzlich zur dextralen Scherung eine Hebung des Nordblockes eintritt. Dieses in grosse Tiefe (vermutlich bis in die Asthenosphäre) hinabreichende Ruptursystem dürfte eine grosse Rolle bei der Wärmeadvektion gespielt haben.
- c) In diesem Stadium (post-peak structure) erscheinen neue Scherflächen, welche z. T. fast in der Hauptscherrichtung verlaufen, z. T. gegen diese um ca. $+10^\circ$ geneigt sind. Die alten Riedelflächen werden um 4° rotiert, bevor sie inaktiviert werden.

Für den Fall der insubrischen Störung s. l. möchte ich annehmen, dass die Erwärmung im Bereich der lepontinischen Riedelflächen zu einem quasi-viskösen Verhalten des Lepontins geführt hat, so dass sich dieses bei der weiteren Deformation zunächst fliegend verformt hat anstatt neue diskrete Scherflächen und Rupturen auszubilden wie sie im Experiment auftreten. Eine solche fließende dextrale Deformation zwischen starrereren Blöcken könnte das Spiegel-S der Tessiner Querstrukturen erklären.

Weitere Bahnen für advektiven Wärmetransport öffneten sich sukzessive bei der Aktivierung neuer Scherflächen, so dass ausserordentlich komplizierte, zeitlich veränderliche geometrische Bedingungen herrschten. Wenn der Bergeller Granit genetisch mit dem Frühstadium des Aufreissens der Engadiner Störung etwas zu tun haben sollte – seine Lokalisierung erweckt diesen Eindruck – so wäre er wenigstens teilweise dem Stadium C zuzuordnen.

- e) „Residual structure“: Die Hauptbewegung ist nun konzentriert auf eine kontinuierliche, evtl. anastomosierende Bruchzone. In ihrer Schärfe gleicht sie der heutigen Tonalinie, und die anastomosierenden Zweige können z. B. über Tauern und Zentralmassive zum Westalpenbogen verlaufen. Evtl. noch aufbrechende Riedelbrüche sind z. B. das junge Centovalli-Simplon-Störungssystem mit seinem bekannten Einfluss auf Isograden und Abkühlungsalter.

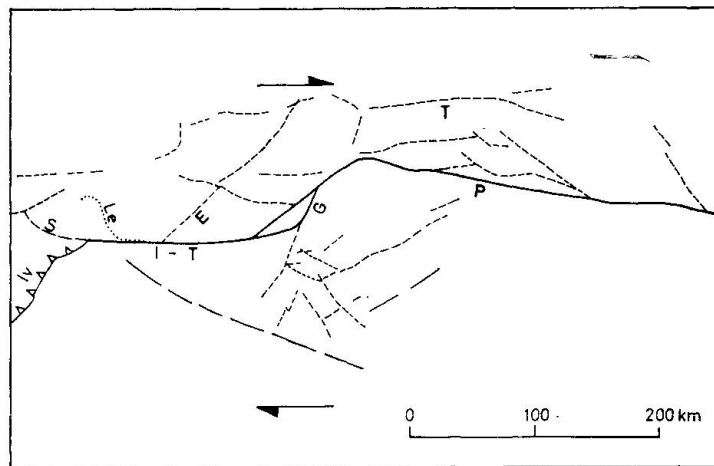


Fig. 11. Das oligozän-quartäre dextrale Schermuster der Zentral- und Ostalpen, stark vereinfacht

Die Bedeutung von Scherzonen und Horizontalverschiebungen in den Alpen ist noch zu schlecht bekannt, als dass das Muster mit einiger Vollständigkeit angebbar wäre. Die vor kurzem beschriebenen wichtigen dextralen E-W Scherzonen im Aarmassiv (STECK 1968) sowie die schon lange bekannten dextralen Horizontalverschiebungen des Rawilgebietes (SCHAUB 1936) lassen ein dem Deckenbau überlagertes, weit verbreitetes dextrales E-W-System erwarten, vgl. auch LAUBSCHER 1971 b.

- Iv = Unterschiebung der Zone von Ivrea
- S = Simplon-Centovalli-Störung
- Le = Lepontinisches Spiegel-S
- I-T = Iorio-Tonale-Linie
- E = Engadiner-Linie
- G = Giudicarie
- T = Tauern
- P = Pusterlthal-Linie

Eingezeichnet sind ausserdem andere Störungen – Brüche, Flexuren und Überschiebungen –, die möglicherweise Anspruch auf Verwandtschaft erheben könnten. Allerdings sind diesem System zuzuordnende Flexuren, besonders wenn sie viel kleiner sind als etwa die Iorio-Tonale-Linie, nur schwer von Deckenverfaltungen zu unterscheiden. Man vergleiche z. B. die Schwierigkeiten, die schon in viel einfacheren Gebieten einer sauberen Analyse solcher sich überlagernder Systeme im Wege stehen: rheintalische Flexuren und Jurafalten im Faltenjura (LAUBSCHER 1971). Weiter ist ein Vergleich mit der bruchtektonischen Arbeit von TOLLMANN (1970) instruktiv, im besonderen mit der Karte. Die Zentralalpen erscheinen bis in die Schweizer Alpen hinein als weisses, quasi bruchfreies Gebiet, in schroffem Gegensatz zu den Südalpen, den nördlichen Kalkalpen und dem Molassebecken. Wie bei Fig. 3 erläutert, wird hier traditionellerweise im Zweifelsfall immer eine deckentektonische Erklärung von Unregelmässigkeiten bevorzugt. Überdies ist zu vermuten, dass innerhalb der Alpen frühe Scherflächen als Auslöser für spätere Überschiebungen gedient haben; so werden quer oder schief zum allgemeinen alpinen Streichen verlaufende Überschiebungen i. a. mindestens eine E-W-Bewegungskomponente verraten. Endlich gibt es ja auch quer zu den Alpen gerichtete Elemente, die prä-orogener Anlage sind und als ererbte geometrische Randbedingungen die alpinen Faltungen beeinflusst haben, z. B. Verbano-, Luganer- und Judicarien-Linien.

Es kann aber nicht im Rahmen dieser Arbeit liegen, diese verschiedenen Elemente zu trennen, sondern höchstens plausibel zu machen, dass der Deckentektonik ein mit der insubrischen Linie zusammenhängendes Bruchsystem eigener Kinematik überlagert ist oder mit ihr interferiert. Der Vergleich mit dem Riedel-Experiment Fig. 10 ist zwar suggestiv, muss aber doch mit Vorbehalten durchgeführt werden, da weder die Randbedingungen noch die Materialeigenschaften und namentlich auch der zeitliche Ablauf der insubrischen Bewegungen vom Experiment mit genügender Wirklichkeitstreue nachmodelliert sind.

ein Abkühlungsstadium. Diese schon von STAUB (1920) vorgeschlagene Beziehung scheint auch heute noch die plausibelste. Ihre Zuordnung zu den Ophioliten des Penninikums (diese waren im Obereozän schon allochthon), wie sie von anderer Seite in Erwägung gezogen worden ist, harmoniert nicht mit der Entwicklung der Alpen (vgl. MARTINI und VUAGNAT, 1967). Es liegen also Gründe vor, auch wenn die Argumentation etwas umständlich und vage ist, eine zusätzliche advective Quelle im Bereich der insubrischen Linie zu vermuten, diese wäre im Obereozän durch ein in den oberen Mantel hinabreichendes Spaltensystem angelegt, aber erst später zu der kinematisch bedeutsamen Störungszone ausgestaltet worden, wie sie heute vorliegt (vgl. Fig. 10, 11). Die Zunahme der lepontinischen Metamorphose gegen die insubrische Linie könnte damit zusammenhängen, wie auch die Höhe der Metamorphose längs der von ihr abzweigenden Tessiner Querzonen. Endlich könnte man noch an Advektion von Mantelwärme viel grösseren Ausmasses denken, wie sie sich anzeigt in den pazifischen Randmeeren mit ihrem regional erhöhten Wärmefluss oder auch in den ozeanisierten mediterranen Becken, namentlich in der Tyrrhenis. Gerade hier ist auch ein Zusammenhang mit den Vulkanbögen offenbar, dessen Natur es aber noch zu erforschen gilt. Mit solch besonders massiver Advektion ist allerdings in den Alpen kaum zu rechnen, eine paläogene Ozeanisierung ist nicht bekannt – es sei denn, die paläogenen Flyschbecken hätten entgegen den üblichen Vorstellungen Ausdehnung und Tiefe von Mittelmeerbecken gehabt. Inwiefern der im grossen ganzen ungefähr gleichaltrige basaltische Vulkanismus im Veneto mit der paläogenen Geothermik der Alpen in Beziehung zu bringen ist, bleibt noch abzuklären. Jedenfalls aber dokumentiert auch er eine Advektion aus dem Mantel nur 20 bis 30 km von den Adamello-Intrusiva entfernt, vgl. PICCOLI und DE ZANCHE (1968).

Quelle 4: Lokale Reibungswärme infolge der intensiven Dislokationen und Deformationen. Ihr Vorhandensein ist selbstverständlich, nicht aber ihre Wichtigkeit. Sie sollte, wie die Dislokation selbst, eher diffus in den Alpen verteilt sein, und eine Bevorzugung etwa der Tessiner Region wäre eine ad-hoc-Annahme. Hingegen trägt die Reibungswärme – wie die Advektion, zum steilen anfänglichen T-Anstieg bei (Fig. 6).

Quelle 5: Exotherme Phasenumwandlungen. Es treten sowohl exotherme wie endotherme Umwandlungen auf, viel hängt vom Ausgangsmaterial ab, doch dürfte der das regionale Bild modifizierende Einfluss dieser Wärmequelle (wie auch des radioaktiven Zerfalls) gering sein.

Zusammenfassend lässt sich also in etwas trivialer Weise sagen, dass die bekannte Verteilung der Isograden im Tessin nach einer Vielfalt von Wärmequellen und Wärmetransportprozessen verlangt, und dass die geologische

Geschichte auch eine solche Vielfalt anzeigt. Es ist nicht ratsam, sich auf zu einfache Modelle zu versteifen.

Wie soll man sich die Zunahme des gegenwärtigen Wärmeflusses vom Gott-hard zum Simplon (falls er sich allgemein bestätigen sollte) und die Verjüngung der Abkühlungsalter in eben dieser Richtung erklären? Das Berner Modell (JÄGER et al. 1967) sieht bekanntlich eine von Osten nach Westen fortschreitende Hebung mit Erosion vor. Eine solche Bewegung passt recht gut in die neogene Geschichte der Westalpen. Ich habe die enorme Bedeutung der insubrischen Bruchzone für die Westalpentektonik hervorgehoben. Sie ist wesentlicher Bestandteil einer dextralen Schienenzonen, längs der sich die „Po-Platte“ gegen Westen bewegt und dabei die Zone von Ivrea unter Canavese, Sesia, Penninikum unterschoben und andere Elemente bis zu den externen Massiven zusammengeschoben hat (Fig. 2 und LAUBSCHER 1971 a, b). Solche Systeme sind fossil, aktualgeologisch (z. B. GANSSER 1969, TCHALENKO und AMBRASEYS 1970, AMBRASEYS und TCHALENKO 1969) wie experimentell (z. B. TCHALENKO 1970) bekannt. Sie zeigen namentlich eine Tendenz zur en-échelon-Aufsplitterung mit der Entstehung immer neuer Elemente während des kinematischen Ablaufs und mit der Rotation schon bestehender Zweigbrüche (Fig. 10). Insbesondere hat die Maggiaquerzone die Geometrie einer dextral verdrehten und durch „Fließvorgänge“ verschmierten Zweigstörung. Sie wurde vor vielleicht 20 Millionen Jahren inaktiviert. Die Bewegungen an der insubrischen Hauptstörung aber gingen weiter. Eine neue Abzweigung nach NW entwickelte sich in Form der Centovalli-Simplon-Störung mit einer jungen Heraushebung des Ostflügels. Ich möchte in diesem Sinne die Darstellung HUNZIKERS (1970) etwas erweitern.

6. Eine vorläufige profilmässige Synthese der Entwicklung des alpinen Orogens (Tafel I)

Auf Grund des skizzierten Sachverhalts und der kurz dargelegten allgemeinen Überlegungen ergibt sich die auf Tafel I bildlich dargestellte und im Begleittext erläuterte Reihenfolge der Ereignisse. Es handelt sich dabei natürlich um nichts weiter als die Äusserung einer, wie ich glaube, sorgfältig aus einem weiten Informationsspektrum synthetisierten vorläufigen Meinung. Obwohl unsicher in vielen Punkten und stark schematisiert soll sie eine Diskussionsgrundlage schaffen.

Schlussfolgerungen für die Beziehung zwischen Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese

1. Wärme- und Materialtransport sind verkettet in ein System konkurrierender Prozesse, die mit verschiedener Geschwindigkeit ablaufen und einander

gegenseitig beeinflussen. Im besonderen ist der tektonische Transport grosser Massen relativ rasch, die Wärmediffusion relativ langsam.

Im Rahmen der NGT lässt sich dieses System ungefähr so skizzieren:

2. In geotektonischen Senken – Orogenen – taucht die kalte, dichte Lithosphäre unter dem eigenen Gewicht in den warmen Mantel. Sie kann das aber erst tun, wenn die spezifisch leichte Mittelkruste (evtl. die Basis der weitgehend serpentinierten ozeanischen Kruste) durch Aufwärmung mechanisch instabil wird und abgeschert werden kann. Diese Aufheizung ist denkbar als Folge von Versenkung am Kontinentalrand (langsam), von neu entwickelter Reibungswärme oder von advektiv längs neu entstehender Kluft- und Bruchsysteme aufdringender Mantelwärme.
3. Die abgescherten Späne der Oberkruste werden als Deckenschollen und liegende Falten sukzessive kontinentwärts überschoben. Bei diesem raschen Prozess werden Oberflächenmassen tektonisch versenkt und einer hoch-/tief-T-Metamorphose unterworfen. Die Wärmediffusion gleicht die Isothermen allmählich wieder aus und bewirkt eine spätere, höher temperierte Metamorphose und zugleich ein visköseres Verhalten während der späteren Deformationsstadien. Die tektonische Durchmischung trägt zu einem beschleunigten Wärmetransport bei.
4. Die ganze Lithosphäre durchsetzende Kluft- und Bruchsysteme überlagern sich der oberflächlichen Deckentektonik und schaffen Wege für den Aufstieg advektiver Mantelwärme. Im Bereich dieser zusätzlichen Wärmezufuhr erreichen die Isograden ihre höchsten Werte, und stellenweise setzt Anatexis ein. Bruchbildung und Vulkanismus begleiten nach aktualistischen Daten die Orogenese durchwegs. In den Alpen scheint sie vor allem spät- bis nachkinematisch bezüglich der einzelnen Phasen aktiv gewesen zu sein. Die Diskordanz dieser Bruchsysteme bewirkt auch eine Diskordanz der Isograden hinsichtlich der Deckentektonik.
5. Spätkinematische Verfaltungen verursachen eine zusätzliche Deformation der Isothermen und damit der Quellengeometrie für die Wärmediffusion. Dabei werden je nach der Rheologie der betroffenen Komplexe wie auch nach den Massenverhältnissen der beteiligten Materialien verschiedener Rheologie die verschiedenartigsten quasi-plutonischen Phänomene erzeugt, von der Kleininjektion und Migmatitbildung bis zur Injektion grösserer Schmelzen oder homogenisierter hochmobiler Breie.
6. Im besonderen Falle der lepontinischen Gneisregion ist die Verteilung der Isograden korrelierbar mit dem dextralen Schersystem der insubrischen Störung, das spät- bis postkinematisch hinsichtlich der paläogenen Hauptphase aktiv gewesen ist. Die Verteilung der Abkühlungsalter für Glimmer ist wesentlich mitbestimmt durch Bewegungen an diesem Schersystem.
7. Die eo-oligozänen Tuffite der Taveyenne-Sandsteine sollten generell mit diesen Zentren paläogener thermischer Aktivität in Beziehung gebracht

werden, auch wenn die Lokalisierung der Vulkane wegen des nicht mehr rekonstruierbaren Transportweges und der neogenen Deformation nicht mehr gelingt. Vgl. auch den paläogenen Vulkanismus im Veneto und evtl. im Canavese.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. Mineralog. u. Petrogr. Mitt.

- AHRENDT, H. (1969): Tertiärer Vulkanismus in der Canavese-Zone? *N. Jb. Geol. Pal., Mh.* 9, 513–516.
- AMBRASEYS, N. N. and J. S. TCHALENKO (1969): The Dasht-e Bayáz (Iran) earthquake of August 31, 1968: a field report. *Bull. seismol. Soc. Amer.* 59/5, 1751–1792.
- AUBOUIN, J. (1963): Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol. Rdsch.* 53, 480–534.
- BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des „Ivrea-Körpers“ abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *SMPM* 48/1, 235–246.
- BORSI, S., G. FERRARA und E. TONGIORGI (1966): Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabion (Trentino, Italy). *Earth and planet. Sci. Lett. Neth.* 1, 55.
- BROQUET, P., A. CAIRE and G. MASCLE (1966): Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). *Bull. Soc. géol. France* (7), VIII, 994–1013.
- BRUNN, J. H., DE GRACIANSKY, P. CH., GUTNIC, M. et al.: Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. IIIe Colloque sur la géologie des régions égéennes, 23 janvier 1970, Munich. Preprint.
- CARRARO, F., G. V. DAL PIAZ e R. SACCHI (1970): Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanò. *Mem. Soc. geol. ital.* IX, 197–224.
- DAL PIAZ, G. V. und J. C. HUNZIKER (1970): Tertiärer Vulkanismus in der Canavese-Zone? Eine Replik. *N. Jb. Geol. Pal. Mh.* 10, 581–584.
- DECANDIA, F. A. e P. ELTER (1969): Riflessioni sul problema delle ofoliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sci. nat., Mem.* 76.
- ELDER, J. W. (1970): Quantitative laboratory studies of dynamical models of igneous intrusions. In: *Mechanism of igneous intrusion . . .* 245–260, NEWALL and RAST, ed.
- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. *Wissenschaftl. Alpenvereinshefte*, 21, 95–108.
- FRASL, G. und FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. *Der Aufschluss, Sonderheft* 15, 30–58.
- GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. *SMPM* 48/1, 123–143.
- (1969): The large earthquakes of Iran and their geological frame. *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 443–466.
- GASSER, U. (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralien in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. *Geol. Rdsch.* 56, 300–308.
- GIESE, P. (1968): Versuch 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. *Geophys. Abh.* 1/2, Inst. Meteorol. u. Geophys. Freie Univ. Berlin.
- (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. *SMPM* 48/1, 261–284.

- (1970): Krustenstruktur der Alpen auf Grund refraktionsseismischer Messungen. Interner Bericht für die Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- GRIGGS, D. (1939): A Theory of Mountain Building. *Amer. J. Sci.*, 237, 611–650.
- HEEZEN, B. C., M. THARP and M. EWING (1959): The floors of the oceans, 1. The North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 65, 1–122.
- HOSPERS, J. and J. C. VAN WIJNEN (1959): The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. *Verh. koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen. I. Reihe* 23/1.
- HUNZIKER, J. C. (1970a): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 63/1, 151–162.
- (1970b): Beitrag zur Tektonik der Dent-Blanche-Decke, radiometrische Altersbestimmungen und Feldevidenzen. Vortrag gehalten an der 150. Jahresvers. Schweiz. natf. Ges. in Basel.
- JÄGER, E. (1970): Rb-Sr Systems in different degrees of metamorphism. *Eclogae geol. Helv.* 63/1, 163–172.
- JÄGER, E., E. NIGGLI und E. WENK (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, NF* 134.
- JANOSCHEK, R. (1964): Das Tertiär in Österreich. *Mitt. geol. Ges. Wien*, 56/2.
- ISACKS, B., J. OLIVER and L. R. SYKES (1968): Seismology and the new global tectonics. *J. geophys. Res.* 73, 5855–5900.
- KUENEN, PH. (1936): The Negative Isostatic Anomalies in the East Indies (with experiments). *Leidsche geol. Mededeel.* 8, 169–214.
- LAMBERT, R. ST. J. (1970): A potassium-argon study of the margin of the Tauernfenster at Dollach, Austria. *Eclogae geol. Helv.* 63/1, 197–205.
- LAUBSCHER, H. P. (1969): Mountain Building. *Tectonophysics* 7/5–6, 551–563.
- (1971): Dorneck-Sulzchopf, in: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft in das Gebiet der Rheintalflexur und des Tafeljuras bei Basel, 19. und 20. Oktober 1970. *Eclogae geol. Helv.* 64/1.
- (1971a): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geol. Rdsch.* 60, 813–833.
- (1971b): The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. *Amer. J. Sci.* (in press).
- MARTINI, J. et M. VUAGNAT (1967): Considérations sur le volcanisme postophiolitique dans les Alpes occidentales. *Geol. Rdsch.* 57, 264–276.
- MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute Savoie, France). *SMPM* 48/2, 539–654.
- MILLIER, D. S., E. JÄGER und K. SCHMIDT (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Öztaler Alpen). *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 537–542.
- MINEAR, J. W. und M. N. TOKSÖZ (1970): Thermal regime of a downgoing slab and New Global Tectonics. *J. geophys. Res.* 75/8, 1397–1419.
- NEWALL, G. and N. RAST, ed. (1970): Mechanism of Igneous Intrusion. Gallery Press, Liverpool (Geol. J. spec. issue no. 2).
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. *Jb. geol. Bundesanst.* III/2, 115–146.
- OXBURGH, E. R., R. ST. J. LAMBERT, H. BAADSGAARD and J. G. SIMONS (1966): Potassium-argon age studies across the south-eastern margin of the Tauern window, the Eastern Alps. *Verh. geol. Bundesanst.* 17–33.
- PICCOLI, G. e V. DE ZANCHE (1968): Rapporti tra vulcanismo e sedimentazione nel Paleogene del Veneto (Italia nordorientale). *XXIII Int. geol. Congr. V.* 2, 49–60.

- PRESS, F. (1969): The suboceanic mantle. *Science* 165/3889, 174–176.
- RAMBERG, H. (1970): Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: *Mechanism of igneous intrusion . . .* 261–272, NEWALL and RAST, ed.
- REINHARDT, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. *SMPM* 46/2, 553–678.
- (1969): On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline. *SMPM* 49/1, 1–30.
- SANFORD, A. R. (1959): Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70/1, 19–52.
- SCHAUB, H. P. (1936): Geologie des Rawilgebietes. *Eclogae geol. Helv.* 29/2, 337–407.
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). *SMPM* 47/2, 935–1117.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG, P., F. BARBIERI e G. GIANNINI (1959): La geologia del gruppo montuoso delle Madonie. *Boll. Serv. geol. Ital.* 86, 445–467.
- STAUB, R. (1920): Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. *Eclogae geol. Helv.* 16, 1–28.
- STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- TCHALENKO, J. S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 81/6, 1625–1640.
- TCHALENKO, J. S. and N. N. AMBRASEYS (1970): Structural analysis of the Dasht-e Bayáz (Iran) earthquake fractures. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 81/1, 41–59.
- TOLLMANN, A. (1970): Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. *Geotekt. Forsch.* 34, 1–90.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71/6, 843–908.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *SMPM* 35/2, 311–319.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Mineral.* 47, 34–51.

Erläuterung zu Tafel I

Schema der geotektonischen Entwicklung der Alpen im Profil

Ergebnisse von Aufschlussbereichen verschiedener Querschnitte sind kombiniert und stark schematisiert. Die Variationen im Streichen sind bekanntlich bedeutend. Alpenparallele Horizontalverschiebungen erschweren zusätzlich die profilmässige Wiedergabe. I. a. sind nur Grundgebirgsmassen berücksichtigt. Sedimente sind an einigen Stellen zur Illustration gewisser Gedankengänge angedeutet.

Die Signaturen sind wie auf Fig. 1. Dazu noch:

1. Noch nicht abgekühlte, neue Lithosphäre im Bereich der Quelle (mittelozeanischer Rücken).
2. Basaltische Massen.
3. Flysch (nur ausnahmsweise angegeben).
4. Niesenflysch- und verwandte Breccien.
5. Molasse (nur ausnahmsweise dargestellt).
6. Quer gefaltetes Gebiet im Lepontin.

1. Ende des Paläozoikums

Der „variszisch konsolidierte Sockel“ dürfte i. a. die heute beobachtbare, typisch kontinentale Krustenkonfiguration aufgewiesen haben (vgl. GIESE 1968). Geothermik und Isostasie sind in einem stationären Zustand. Die bei der variszischen Orogenese verzerrten Isothermen haben sich wieder ausgeglichen, und die umgepflügten Gesteinsmassen haben eine diesen Isothermen entsprechende Zusammensetzung der Phasen erreicht evtl. unter Umschichtung der mobileren Phasen.

2. Jura

An einer distensiven Plattengrenze (eine Blattverschiebungskomponente dürfte auch noch vorhanden gewesen sein) zerreisst der alte Kontinent. Das Zentrum der Drift liegt im Bereich des sich ausweitenden piemontesischen (oder südpenninischen) Troges. Hier ist ein mittelozeanischer Rücken einskizziert, in den von der Asthenosphäre hochmobile Basalte aufsteigen und sich dabei nach Art der Rambergschen Modelle (1970, plate 20) in Form unregelmässiger Schichten und Kammern in der Lithosphäre einnisten. Gleichzeitig dringen die visköseren Peridotitbreie etwa in Form der Schemata und Experimente von ELDER (1970, Fig. 1 und Fig. 4, plates 7 und 9) oder von RAMBERG (1970, plates 15 und 16) als etwas breitere Finger gegen die Erdoberfläche vor, bleiben aber wegen ihrer grösseren Dichte in etwas tieferen Lagen stecken als der Basalt. Die ozeanische Kruste setzt sich zusammen aus \pm serpentiniertem Peridotit, der oft (aber nicht überall!) in quasi-stratigraphischer Art (Ophiolith-Stratigraphie, vgl. REINHARDT 1969) überlagert ist von Gabbros und basaltischen Effusivgesteinen.

Die Deutung des piemontesischen Troges als distensive Plattengrenze, d. h. als Resultat von „Ocean floor spreading“, beruht auf aktualistischen Vergleichen. Man kann nach heutigem Wissen zwei grundsätzlich verschiedene Modelle für die klassischen „Eugeosynklinalen“ aufstellen:

1. Sie sind durch „sea floor spreading“ entstandene eigentliche Ozeane, Breite unbestimmt (zwischen Rotem Meer und Atlantik).
2. Sie sind das Resultat einer vertikalen isostatischen Versenkung, verbunden mit physikalisch-chemischer Veränderung der Kruste („Ozeanisierung“). Die heutigen Beispiele für vermutliche Ozeanisierung zerfallen in zwei Gruppen:
 - a) Zonen aktiver Orogenese wie Mittelmeer, pazifische Randbecken;
 - b) Kontinentalränder.

Die Entstehung der Tethys kann weder a) noch b) zugeschrieben werden, weil dabei ein konsolidierter Kontinent zerfallen ist. Wohl aber können kleinere Tröge längs der Kontinentalränder, wie der Walliser- oder nordpenninische Trog vielleicht auf eine solche Entstehung zurückgeführt werden, wie dies auf Fig. 2 und 3, links, versuchsweise dargestellt ist. Solche Tröge und ihre Ränder sind oft durch Vulkanismus ausgezeichnet (externer Pindustrog in Griechenland, AUBOUIN 1964, Sclafanitrog auf Sizilien, SCHMIDT DI FRIEDBERG et al. 1959, BROQUET et al. 1966). Es ist möglich, dass die nordpenninischen „Ophiolite“ zum Teil aus solcher vulkanischer Tätigkeit hervorgegangen sind. Z. T. vermute ich allerdings auch Einwickelungen der südpenninischen Ophiolitdecke, wie sie vielleicht in grossem Massstab in Helleniden (subpelagonische Zone von AUBOUIN) und Tauriden (Peridotite südlich des Menderes-Massivs, BRUNN et al. 1970) vorliegen¹⁾.

¹⁾ Siehe Anmerkung während des Druckes, p. 596.

3. „*Austrische*“ und „*vorgosauische*“ Gebirgsbildung

Zahlreiche, wenn auch sehr lückenhafte und nicht leicht les- und kombinierbare Dokumente finden sich in den Ostalpen. Hier hat OBERHAUSER (1968) eine sorgfältige, gut fundierte und klar dargestellte Synthese vorgenommen.

Ich möchte dennoch eine grundsätzlich andere Lösung vorschlagen, nicht weil ich sie beweisen könnte, sondern weil sie mir besser zu gewissen spezifischen wie auch allgemeingeologischen Datengruppen zu passen scheint. Zweifeln möchte ich namentlich an der geologischen Plausibilität des „landfesten ultrapienischen Ophiolithrückens“, der, an die zentralpenninische (Briançonnais-) Plattform angeschweisst, Chromit nur nach Süden, nicht aber nach Norden liefert. Da zudem in den Westalpen genügend Anzeichen vorhanden sind, dass der piemontesische Trog erst ab Mitteleozän zugedeckt war, seit dieser Zeit aber auch Chromit nach Norden in die zentralpenninischen Flysche geliefert wird (GASSER 1967), so sehe ich mich zum Schluss veranlasst, dass die hier diskutierten vorgosauischen Gebirgsbildungen an den südlichen Kontinentalrand gebunden waren (auch am nördlichen Kontinentalrand sind sie an andern Orten klar erkennbar, so in den Ostkarpaten, in sehr geringem Umfang auch in den Westalpen – Devoluy.). Der allgemeinen Vergenz der Gebirgsbildung (p. 577) entsprechend sollten zudem die ozeannäheren Teile auf die ozeanferneren aufgeschoben sein, mit Ausbildung einer Vortiefe und evtl. eines flachen, ihr vorgelagerten Vorlandwalls, die kontinentwärts auswandern. In diesem Sinne wären die cenomanen Flysche des Unterostalpins mit ihrer Chromitführung „Vortiefe“ vor einem gegen *Süden* überschobenen Deckenkomplex, der schon vor der tertiären Gebirgsbildung weitgehend erodiert wurde. Die darin auftretende Ophiolithdecke hätte Chromit in die südlich gelagerte Vortiefe („Unterostalpin“) wie auch in den nördlich gelegenen Ablagerungsbereich von Simmen- bis Helminthoidenflysch geliefert. Die prägosauische Tektonik des oberostalpinen Sedimentärs hat den Charakter von Vorlandfalten und -überschiebungen, und die Transgression der Gosau gegen Süden bis auf Paläozoikum erinnert an die Transgression des helvetischen Paläogens gegen *Norden* über den anerodierten Vorlandwall hinauf (vgl. TRÜMPY 1960, Fig. 8). Im Bereich der Schweizer Alpen halte ich es für möglich, dass schwer deutbare Komplikationen im süd-penninisch-unterostalpinen Grenzbereich auf solche kretazische Südüberschiebungen zurückzuführen sind, die später – nach einem Erosionsintervall – von nordvergenten Überschiebungen überfahren worden sind und selbst an solchen Überschiebungen teilgenommen haben. In Frage kommende Problematika sind z. B. Margna- und Selladecke, die man am liebsten dem Unterostalpin zuordnen möchte, während sowohl die hangenden Ophiolithe der Plattadecke wie die liegenden des Malenco zusammen im Untergrund des süd-penninischen Troges zu beheimaten wären. Selbstverständlich treten bei der Vergenzumkehr während des Paläogens komplizierte geometrische Situationen ein; vgl. z. B. Margnadecke. Ich bin mir bewusst, dass mit dieser simplen Version eine Reihe geometrischer Probleme nicht gelöst werden, trotzdem möchte ich aus den erwähnten Gründen auf diese radikal verschiedene Möglichkeit aufmerksam machen. Ganz allgemein ist leider die Frage der kretazischen Gebirgsbildung noch arg im dunkeln.

Von besonderem Interesse ist das Problem der Ophiolithdecken. Ihre palinspastische Deutung als ozeanische Kruste ist im Augenblick sicher am einleuchtendsten, aber der Mechanismus, der die isostatisch tiefliegenden, dünnen Ophiolithspäne auf den isostatisch hochliegenden Kontinentalrand hinaufbefördert, ist alles andere als klar. Ohne dass ich mich hier auf längere Argumentationen einlassen möchte, habe ich auf Fig. 3 die „Ligurische Lösung“ skizziert, für deren Demonstration im Gelände ich P. ELTER und F. A. DECANDIA zu besonderem Dank verpflichtet bin. Man beobachtet im Gebiet von Sestri-Levante eine Anzahl dünner liegender Falten mit Ophiolithkern und umhüllenden,

stratigraphisch folgenden Radiolariten, Calpionellenkalken etc. Als diskordante Platte folgt darüber der mächtige Flysch des Mte. Gottero. Man hat den Eindruck, dieser Flysch sei im ganzen Überschiebungssystem das kompetenteste Glied gewesen und habe wesentlich mitgeholfen bei der Beförderung der darunter liegenden Gesteine. Ich halte dies nicht für die gesamte Lösung, möchte aber diesen interessanten, auf Beobachtungen beruhenden Aspekt doch gerne auf meinem Schema festhalten (cf. DECANDIA und ELTER, 1969). Die prä-cenomanen Kontinentalrandsedimente wären allerdings weitgehend prä-Tertiär erodiert worden. Will man mesozoische Abscherdecken aus diesem Gebiet beziehen – z. B. die prä-cenomanen Teile der Simmendecke – so muss man diese (immer im Sinne des skizzierten Modells) als Erosionsrelikte der kretazischen Erosion deklarieren.

3a. In den westlichen Alpen ist innerhalb der Dent-Blanche-Decke in jüngerer Zeit eine vermutlich frühalpiner (jedenfalls vor der paleogenen Hauptphase) Überschiebung der Valpelline-Serie über die Arolla-Serie erkannt worden (CARRARO et al. 1970). Auf Grund von nach Abschluss des Manuskriptes vorgelegten radiometrischen Daten (HUNZIKER 1970b) ist ein unterkretazisches Alter angezeigt. Ausserdem ist nach CARRARO et al. (1970) die hochmetamorphe Valpelline-Serie ähnlich der Ivrea-Zone und mit dieser über die „II Zona Diorito-Kinzigitica“ zu verbinden; insgesamt würde sich dann eine grosse nordwestvergente altkretazische Grundgebirgsdecke mit Unterkruste an der Basis ergeben. Natürlich kann das bei den enormen Komplikationen nur eine mehr oder weniger plausible Hypothese sein. Das Auftreten von granulitischer Unterkruste an verschiedenen Punkten sagt nichts über deren ursprüngliche paläogeographische Nachbarschaft aus. Ich habe es deshalb gewagt, in Fig. 3a die unterkretazische Valpelline-Decke von CARRARO et al. versuchsweise in das südvergente Schema einzubauen, bilde mir aber nicht ein, damit mehr als ein etwas provokatives Diskussionsvotum zu liefern. Es scheint mir wichtig, dass auch in diesem Gebiet das Vergenzproblem für die verschiedenen Phasen klar erkannt wird.

Fig. 3a ist also im Gegensatz zum „Minimalmodell“ der Fig. 3 als eine Art „Maximalmodell“ gedacht.

Ob in den Alpen prä-Cenomane Kompression auch am nördlichen Kontinentalrand eine grössere Rolle gespielt hat, ist ungewiss. Namhafte Bewegungen sind zwar allenthalben nachweisbar (z. B. Provence; vielleicht sollten auch die tieferen nordpenninischen Flysche als Indiz gewertet werden), doch ist ihr kompressiver Charakter nicht erkennbar. Die unterkretazischen Gesamtgesteinsalter in Gneisen, die man ihrer Stellung nach gemeinhin dem Zentral- bis Nordpenninikum und damit dem nördlichen Kontinentalrand zuodnet (z. B. HUNZIKER 1970, JÄGER 1970) deuten vielleicht in diese Richtung; vielleicht ist allerdings auch die Korrelation von Grundgebirgs- und Sedimentdecken neu zu überprüfen. Die Grundgebirgsdaten sind im Augenblick sicher nicht leicht zu korrelieren mit den stratigraphischen Daten der sedimentären Abscherdecken, die für alle nichtostalpinen Einheiten Oberkreide bis Untertertiär enthalten und einen postkretazischen Deckentransport dieser Einheiten belegen. Eine geologische Interpretation der radiometrischen Daten verlangt zusätzliche Information; ebenfalls ist es unbedingt nötig, etwas raffiniertere geothermische Entwicklungsmodelle zu konstruieren; die üblichen Versenkungs-, Hebungs-, Erosionsmodelle sind zwar quantitativ am leichtesten überblickbar, sie werden aber der Komplexheit der mit andern Mitteln eruierbaren geologischen Entwicklung nicht gerecht.

3b. Bei einer Unterschiebung der südpenninischen Lithosphäre unter den südlichen Kontinentalrand sollte man früher oder später die Entwicklung eines Randgrabens erwarten; ich habe das im Schema so dargestellt, dass der rückwärtige, nicht dem Kontinentalrand benachbarte Teil der kontinentvergenten Überschiebung instabil wird und einer „Subduktion“ anheimfällt. Dies nur zur Vervollständigung des Bildes.

4. Oberkreide (Gosau)

Metamorphose und Molasseschüttungen zeigen eine Phase des isostatischen und geothermischen Ausgleichs an, mit bedeutenden Vertikalbewegungen. Es ist anzunehmen, dass sich in der obersten Kreide im Bereich des vorgosauischen Gebirges eine Art kontinentaler Krustenschichtung wieder ausgebildet hat. Die Oberkruste mit ihren ange deuteten vorgosauischen Strukturen ist bereit, bei einer späteren Kompressionsphase über der neu ausgeglichenen Mittelkruste (Inversionszone) abgeschert zu werden. Eine mittel- bis oberkretazische Flysch-Schüttung (Simmenflysch, Helminthoidenflysch) leitet den Aufbau eines neuen Sedimentkeiles am Kontinentalrand ein.

Im Bereich des nördlichen Kontinentalrandes sind Anzeichen (vor allem Niesenflysch) eines wichtigen oberkretazischen Gebirgsstranges vorhanden. Ich habe ihn als intrakontinentale „Senke“ von geringer Kompression aber bedeutender vertikaler Hebung gedeutet (vgl. LAUBSCHER 1969, HOSPERS und VAN WIJNEN 1959), um die palinospastische Breite des nordpenninischen Troges nicht durch Annahme oberkretazischer Decken zu sehr anwachsen zu lassen.

5. Eozän

Der südpenninische Trog (Ozeanbecken) wird vermutlich im Unter- bis Mitteleozän überdeckt, die zentralpenninische Plattform im Mittel- bis Obereozän. Der Grossteil der ozeanischen Kruste des piemontesischen Troges ist verschwunden. Ich habe dafür zwei mögliche Stellen der Subduktion einskizziert, eine an der Nordgrenze des südlichen Kontinentalrandes – als Reaktivierung der kretazischen Subduktion – und eine zweite an der Südgrenze der zentralpenninischen Plattform, d. h. des nördlichen Kontinentalrandes. Diese letztere ist während der paläogenen Gebirgsbildung neu entstanden. Eine solche Verlegung der aktiven Subduktion (Senke) in aufeinanderfolgenden Phasen ist oft zu beobachten, vgl. die neogene Wurzelzone der helvetischen Decken, oder die vermutete quartäre Subduktionszone (Schweretief) am Nordrand des Apennins, während die Wurzeln der Liguriden zwischen Korsika und Elba liegen.

Es ist möglich und auch einfacher, auf die südliche Subduktionszone ganz zu verzichten. Man hätte dann eine erste Überschiebung von Ophiolithen aus der Nähe des nördlichen Kontinentalrandes mit dem sie bedeckenden Sedimentkeil (Schistes lustrés), vgl. Fig. 3, darauf eine Subduktion der innerozeanischen Kruste, bis der oberkretazische Sedimentkeil des Südrandes an den nördlichen Kontinentalrand herangerückt ist, endlich eine Nordüberschiebung des südlichen Sedimentkeils (Simmen- und Helminthoidenflysch) mit der darunterliegenden ozeanischen Kruste. Die nördliche Subduktionszone ist jedenfalls nötig, um die zentral- und nordpenninischen Grundgebirgsdecken von ihrem Substrat abzulösen.

6. Eozän (Fortsetzung)

Die Ophiolithdecke wird weit über die zentralpenninische Plattform geschoben. Sie ist für kurze Zeit die höchste Decke – in Analogie zu den Verhältnissen in manchen alpinen Deckengebirgen (Dinariden, Helleniden, Tauriden, Apenninen). Erst dann beginnt die Überschiebung durch das Ostalpin. Diese Überdeckung des einen Kontinentalrandes durch den andern ist typisch für die Alpen, aber im Vergleich zu andern Deckengebirgen eine Ausnahme. Üblich ist eine zentrifugale Vergenz.

7.-8. Eozän (Fortsetzung)

Man kann vielleicht annehmen, dass, wenn schon keine zentrifugale Vergenz, so doch wenigstens eine zentrifugale Entwicklung der krustalen Abscherung stattfand; die gewählte Lage der Subduktionszone verlangt dies. Im Süden wird Unterostalpin auf Südpenninikum, Oberostalpin auf Unterostalpin in dieser Reihenfolge überschoben (immer unter dem Vorbehalt des passiven Transports kretazischer Strukturen); im Norden Zentralpenninikum auf Nordpenninikum, Nordpenninikum auf Ultrahelvetikum, Ultrahelvetikum auf Südhelvetikum. Für diese äusserste Deformationsfront habe ich – in Analogie zur neogenen Phase – eine Grundgebirgsfalte ähnlich dem Aarmassiv (und insbesondere dem Aiguilles Rouges – Gastern-Massiv) angenommen. Dabei habe ich allerdings die Subduktionszone in der Lithosphäre im Süden belassen; dafür gibt es keine besonderen Gründe; eine Verlagerung nach Norden z. B. durch ein Vorrollen der Plattenscharniere, ist durchaus denkbar.

9. Eozän-Oligozän

Die Lithosphärenversenkung unter Ablösung der leichten Oberkruste klingt aus. Die Lithosphärenwurzel bricht vermutlich ab. Der Stapel der Grundgebirgsdecken wird noch gesamthaft deformiert, besonders augenfällig ist die Steilstellung des rückwärtigen südlichen Teils („Steilstellung der Wurzeln“). Ich habe dieses Stadium skizziert in Analogie zu intrakontinentalen Gebirgen, in deren Auspressung nach Geometrie und Geophysik (vgl. HOSPERS und VAN WIJNEN 1959) die ganze Kruste einbezogen ist, vermutlich mit einer flexurartigen Abpressung der Lithosphärenplatte des Vorlandes. Eine Serie von en-échelon-Brüchen wird in diesem Stadium die Flexur durchsetzen (vgl. SANFORD 1959; überhaupt möchte ich annehmen, dass der isostatische Auftrieb nach dem Abbrechen der Lithosphärenwurzel die Alpen ähnlich einem Sanfordschen Pfropfen nach oben stösst). Diese Brüchen ermöglichen einen intrusiven Wärmetransport nach oben, sei es in Form heisser Volatilia, sei es als mobile „Schmelze“. Dabei darf die dritte Dimension nicht vergessen werden; schon in diesem frühen Stadium mag längs der embryonalen insubrischen Störung eine dextrale Horizontalverschiebung begonnen haben, so dass auch die Staffellung der Brüche als 3-dimensionales en-échelon-Muster gesehen werden sollte (Tessiner Querzone, vgl. Fig. 10, 11). In dieses Stadium fällt auch der Taveyanne-Vulkanismus.

10. Neogen

Wesentlich sind: Weitere Ausgestaltung der insubrischen Störung; Verlegung der Subduktionszone nach Norden; intensive Grundgebirgsdeformationen in Gotthard- und Aarmassiv. Der Grad der Deformation im penninischen Bereich ist für diese Phase noch schlecht bekannt, dürfte aber mindestens in den noch heissen Teilen des „Unterbaus“ beträchtlich gewesen sein. In den Lepontinischen Decken ist schematisch die Aufgliederung in eine grössere Zahl relativ dünner \pm horizontaler Untereinheiten sowie die Verdickung der gesamten Zone durch Querfaltung (vertikale, weite Schraffur) dargestellt; aber es ist noch ungewiss, ob diese Bewegungen nicht in die abklingende paläogene Phase zu verlegen sind. Das zentrale Penninikum erscheint als eine Serie \pm isolierter „Grossboudins“ mit stellenweisem Auskeilen der „Wurzelteile“. Ich möchte damit andeuten, dass z. B. die scheinbare antiklinale Schliessung der Monte Rosa-Wurzel westlich Locarno (REINHARDT 1966) nicht bedeuten muss, dass nördlich davon ein Äquivalent der Monte Rosa-Decke nie vorhanden gewesen ist.

11. Pliozän-Quartär

Der erneute Verlust der Lithosphärenwurzel nach der neogenen Kompressionsphase führt zur Hebung der Alpen im Quartär mit starker Erosion, Abkühlung und Anpassung der Isothermen.

Manuskript eingegangen am 15. Oktober 1970.

Anmerkung während des Druckes zu p. 591

Diese präorogene Phase ist mit intensiver geothermischer Aktivität verbunden, die über die vulkanischen Erscheinungen hinaus in gewissen Gebieten eine diffuse, regionale Metamorphose erzeugen sollte. Diese wird aktualistisch z. B. durch die schon recht gut untersuchte geothermische Region von Südkalifornien (Salton Sea; s. z. B. MUFFLER, L., PATRICK, J., and WHITE, D. E., 1969: Active metamorphism of Upper Cenozoic Sediments in the Salton Sea Geothermal field and the Salton trough, Southeastern California. Geol. Soc. Amer., Bull. 80, 157–182, sowie eine ganze Reihe von Abstracts in "Abstracts with programs, 3/2, 1971; Geol. Soc. Amer.") illustriert. Meines Erachtens sollten die in den Südalpen gemessenen absoluten Alter, die in die Jurazeit fallen, am ehesten mit dieser Phase in Verbindung gebracht werden (vgl. McDOWELL, F. W., 1970: Potassium-argon ages from the Ceneri zone, Southern Swiss Alps. Contr. Mineral. and Petrology, 28, 165–182); evtl. gilt eine solche Erklärung auch noch für die unterkretazischen Alter im Penninikum (JÄGER 1970, HUNZIKER 1970a), vgl. p. 593.

