

Probleme der Geothermik im Bereich der Schweizer Zentralalpen

Autor(en): **Werner, Dietrich**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 2: **Symposium alpine geotraverses with special emphasis on the Basel-Chiasso profile : Lausanne, 4-5 October 1979**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164970>

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.

Probleme der Geothermik im Bereich der Schweizer Zentralalpen¹⁾

Von DIETRICH WERNER²⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Hebung und Abtragung der Schweizer Zentralalpen werden mit deren geothermischer Geschichte verknüpft. Als Datengrundlage dienen zeitlich fixierte Paläotemperaturen (radiometrische Altersbestimmungen, Schliessungstemperaturen bestimmter Minerale).

Es zeigt sich, dass die Heraushebung der Zentralalpen (Größenordnung der Gesamthebung: 20 km) sowohl zeitlich als auch räumlich ein unterschiedliches Verhalten aufweist. Deswegen muss die eindimensionale geothermische Rechenmethode, die sich auf einen unendlich breiten Block bezieht, modifiziert werden. Für die Umgebung der Insubrischen Linie wird ein zweidimensionales Modell vorgestellt.

Die hier benutzte geothermische Methode, die neben den zeitlich sich ändernden Hebungsraten auch die entsprechenden Änderungen der Schichtmächtigkeit radiogener Wärmequellen berücksichtigt, führt zu einer Diskrepanz des Wärmehaushalts. Um dies zu zeigen, wird ein Zeitraum von 150 Millionen Jahren betrachtet, welcher auch die Absenkungsgeschichte des Gesteins umfasst.

ABSTRACT

Geothermal problems in the area of the Central Swiss Alps. Uplift and denudation of the Central Swiss Alps are considered in relation with their geothermal history. For this purpose observed paleotemperature data are available (radiometric ages and corresponding blocking temperatures of some minerals).

The uplift of the Central Alps (order of magnitude: 20 km) shows a different behaviour in space and time. Therefore the one-dimensional geothermal calculation method considering a laterally infinite body has to be modified. A two-dimensional model is constructed for the vicinity of the Insubric Line.

The geothermal method used here which takes into account the time dependent uplift rate and also the time-dependent thickness of the layer containing radiogenic heat sources leads to a discrepancy as to the heat balance. In order to show this, a time period of 150 million years is considered containing also the subsidence history of the rocks.

Allgemeines

In dieser Studie soll die Hebungsgeschichte der Schweizer Zentralalpen aus geothermischer Sicht behandelt werden. Hebung und Erosion hängen eng mit einer Änderung des Temperaturfeldes in der Kruste und im oberen Erdmantel zusam-

¹⁾ Beitrag Nr. 266 des Instituts für Geophysik, ETH Zürich.

²⁾ Institut für Geophysik, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich.

men. Dies erlaubt, ein kinematisch-thermisches Rechenverfahren zu entwickeln, welches Hebungs- und Temperaturgeschichte miteinander quantitativ verknüpft.

Als Beobachtungsdaten hierzu dienen zeitlich fixierte Temperaturmarken, die das Gestein im Laufe seiner thermischen Geschichte (speziell: Abkühlungsgeschichte) passiert haben muss. Verschiedene radiometrische Alter datieren solche Temperaturmarken, z. B. 350 °C für Muskovit bei der K-Ar-Methode oder 120 °C im Apatit nach der Kernspaltspuren-Methode. Die verschiedenen Methoden und deren Ergebnisse sind von einer Reihe von Autoren beschrieben worden (z. B. JÄGER et al. 1967, WAGNER 1969, JÄGER 1973, HUNZIKER 1974, KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1975, FREY et al. 1976, PURDY & JÄGER 1976). Eine Zusammenstellung dieser Daten für die Zentralalpen enthält die Arbeit von WAGNER et al. (1977), in welcher auch Hebungsdaten für einzelne Teilgebiete der Zentralalpen angegeben werden.

Das Problem der Temperaturverteilung in Verbindung mit Vertikalbewegungen und Deckenüberschiebungen ist auf verschiedene Weise beschrieben worden (z. B. OXBURGH & TURCOTTE 1974, ENGLAND 1978). CLARK & JÄGER (1969) benutzen ein analytisches Verfahren, welches jedoch nur für einen zeitlich konstanten Hebungsbetrag tauglich ist. Für eine differenzierte Hebungsgeschichte, wie sie durch die Beobachtungsdaten ausgewiesen wird, eignet sich am besten eine numerische Rechenmethode (WERNER et al. 1976). Doch auch diese Methode erweist sich als unzulänglich, insofern als hier der sich hebende Krustenblock seitlich unendlich ausgedehnt wird (eindimensionales Modell). In Wirklichkeit liegen in dem räumlich relativ kleinen Gebiet der Zentralalpen Verhältnisse vor, die solch eine Vereinfachung nicht ohne weiteres zulassen. Denn der Gesamhebungsbetrag von etwa 20 km liegt bereits in der Grössenordnung des Abstandes zweier Blöcke mit unterschiedlicher Hebungsgeschichte.

Geothermisch verwertbare Datensätze liegen hauptsächlich für folgende Gebiete vor (WAGNER et al. 1977): Monte Rosa, Simplon, Gotthard, Leventina/Verzasca, Bergell. Bereits eine einfache geothermische Analyse dieser Daten (Anwendung des obengenannten eindimensionalen Modells) lässt erkennen, dass diese Gebiete eine sehr unterschiedliche Hebungsgeschichte durchlaufen haben. Es zeigt sich eine merkwürdige zeitliche Reihenfolge bezüglich ihrer Heraushebung: Zuerst erhebt sich der Monte-Rosa-Block im Westen, viel später erst folgen Bergell im Osten, danach Leventina/Verzasca und Gotthard, schliesslich das Simplongebiet in der Nachbarschaft des Monte Rosa. Trotz den zeitlichen Verschiebungen zeigen die individuellen Hebungsgeschichten einen sehr ähnlichen Ablauf. Es lassen sich jeweils drei Perioden unterscheiden:

1. eine Periode starker Hebungsgeschwindigkeit v_z von der Grössenordnung 2 mm/Jahr,
2. eine Periode relativer Ruhe,
3. eine Periode relativ mässiger Hebung, die bis zur Gegenwart anhält und vergleichbar ist mit geodätischen Resultaten.

Figur 1 zeigt diese Verhältnisse qualitativ. Diese Darstellung beruht auf der Annahme (eindimensionales Modell), dass sich die einzelnen Blöcke bei ihrer Hebung geothermisch so verhalten haben, als gäbe es keine seitlichen Einflüsse (Nachbarschaft der Insubrischen Linie, Nachbarschaft der Blöcke untereinander).

Weiterhin sollte bemerkt werden, dass die «Einsatzzeiten» der Hebungen keineswegs so gut bekannt sind, wie sie in diesem Bild erscheinen.

Neben diesen Komplikationen ergibt sich bei der geothermischen Modellierung ein grundsätzliches Problem. Für die Entwicklung eines Modells während der Hebungsperiode (die letzten 30 bzw. 40 Millionen Jahre) benötigt man eine Annahme über die Temperaturverteilung am Beginn dieses Zeitraums. Da das damalige Temperaturfeld eine Vorgeschichte hatte, bedingt durch die Zusammenschiebung des Krustenmaterials, ist es nicht sinnvoll, von einer anfänglich stationären Temperaturverteilung auszugehen. Ebenso unbefriedigend wäre es, eine willkürliche «Wärmebeule» zu postulieren. In letzterem Falle bliebe die Frage offen, wie am Beginn der Hebungsgeschichte die Tiefenverteilung der radiogenen Wärmequellen gewählt werden soll. Das Problem ist aus folgendem Grunde von Belang: Die Paläotemperatur-Daten besagen, dass am Anfang des Hebungsprozesses eine relativ «warme» Kruste existiert haben muss. Dies steht aber im Widerspruch zu der Vorstellung, wonach während der Alpenbildung ein ursprüngliches Krustenmaterial zu einem mächtigen Krustenpaket zusammengeschoben wurde. Es erscheint einleuchtend, dass zwei Krusten mit «normaler» Temperaturverteilung nach ihrer Überschiebung, Überlappung, Verzahnung zu einem mächtigeren Krustenpaket keine höheren Temperaturen erlangen können.

Um dieses Problem darzustellen und gleichzeitig eine hinlänglich definierte Verteilung der Temperatur und der Wärmequellen mit der Tiefe am Beginn der Hebungsperiode zu erhalten, soll folgender Weg eingeschlagen werden: Zunächst wird eine Vorgeschichte von 150 Millionen Jahren nach der eindimensionalen Methode behandelt. Dabei wird angenommen, dass für ein ehemals oberflächennahes Gestein ein langer Zeitraum zur Verfügung stand, um tief in die Kruste abzutauhen. Aus dieser Berechnung werden sodann die thermischen Anfangsbedingungen (Temperaturfeld, Wärmequellenfeld vor 30 bzw. 35 Millionen Jahren) als Input

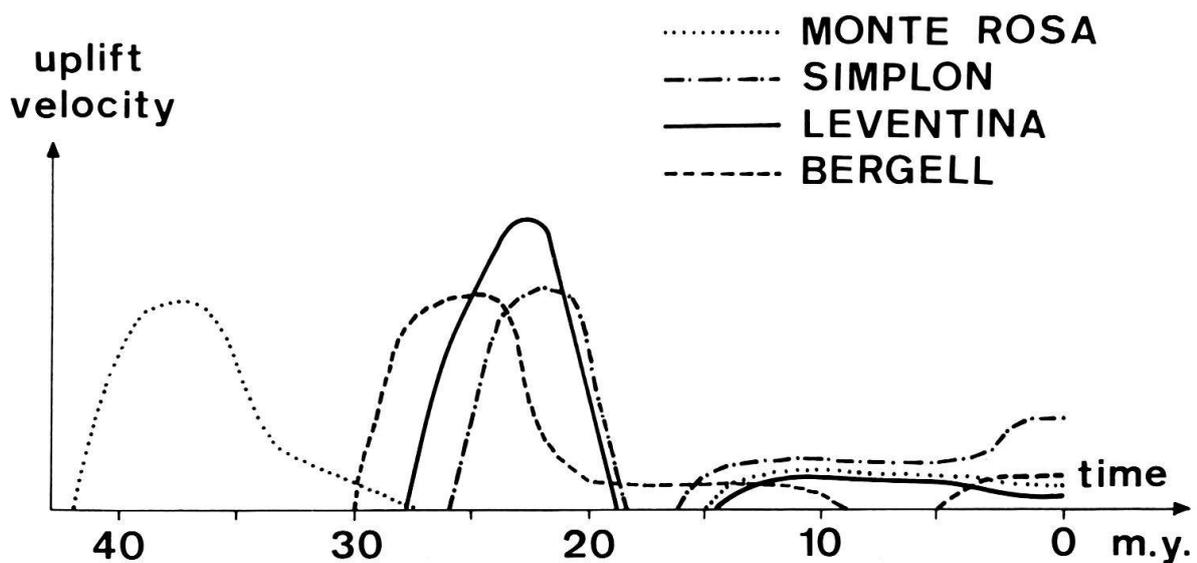


Fig. 1. Hebungsgeschichte für verschiedene Gebiete der Zentralalpen (qualitativ).

Uplift history for various areas in the Central Alps (qualitatively).

für die Hebungsgeschichte entnommen. Anschliessend wird die Hebungsgeschichte mit Hilfe eines zweidimensionalen Modells am Beispiel des Gebiets Leventina/Verzasca (Nordteil des Tessins) behandelt.

Berechnungsgrundlagen

Zu beschreiben ist der Wärmetransport in einem bewegten Medium, in welchem Wärmequellen existieren (die sich ebenfalls mitbewegen). Unter der Voraussetzung, dass Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität des Materials als Konstanten betrachtet werden dürfen, gilt für ein ruhendes Koordinatensystem die folgende Differentialgleichung:

$$\bar{v} \operatorname{grad} T + \frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \nabla^2 T + \frac{A}{c\rho}. \quad (1)$$

Hierin bedeuten: T = Temperatur, t = Zeit, \bar{v} = Geschwindigkeitsvektor der Materialbewegung, $\kappa = K/c\rho$ = Temperaturleitzahl, K = Wärmeleitzahl, c = spezifische Wärme, ρ = Dichte, A = Ergiebigkeit der radiogenen Wärmequellen.

Für den eindimensionalen Fall, bei welchem ein horizontal unendlich ausgehnter Block nur vertikale Bewegungen ausführt (entlang der z -Koordinate), reduziert sich (1) auf

$$v_z(t) \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} + \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2} + \frac{A(z,t)}{c\rho}. \quad (2)$$

Hierbei wird gleichzeitig zum Ausdruck gebracht, dass z. B. die Hebungs- bzw. Senkungsgeschwindigkeit v_z beliebig von der Zeit abhängen darf. Ähnliches gilt für die Verteilung der Wärmequellen A , die sowohl von der Tiefe z als auch von der Zeit t abhängen.

Gleichung (2) muss noch durch die Randbedingung an der Erdoberfläche ($z = 0$) ergänzt werden. Hier soll gelten

$$T(0,t) = 0. \quad (3)$$

Dies bedeutet:

- $z = 0$ liegt stets auf dem mittleren Niveau der eingeebneten Topographie (genauer: der verschiedenen Paläotopographien),
- Hebungsrates und Erosionsrates (ebenso Senkungsbetrag und Auffüllung infolge Sedimentation oder Materialüberschiebung) werden gleichgesetzt und einheitlich durch $v_z(t)$ beschrieben,
- an der so idealisierten Erdoberfläche $z = 0$ herrscht beständig eine Temperatur von 0°C .

Die hier skizzierte Aufgabe ist nicht auf analytischem Wege lösbar, d. h. es gibt keine Lösung der Differentialgleichung (2), die sich in praktischer Weise durch eine geschlossene «mathematische Formel» darstellen lässt. Dies gilt erst recht für ein zweidimensionales Modell, bei welchem v_z nicht nur von der Zeit, sondern auch noch vom Ort abhängt.

Deswegen wird die Lösung der Aufgabe auf numerischem Wege gesucht. Dazu muss die Differentialgleichung in eine Differenzgleichung überführt werden; und es wird dann schrittweise, räumlich und zeitlich, die Änderung der Temperatur, der Wärmequellen und der Materialgeschwindigkeit verfolgt. Einzelheiten der Rechenprogramme sollen hier nicht näher erläutert werden.

Eine nicht unbeträchtliche Rolle spielen die Wärmequellen bei diesen Modellrechnungen. Es stellt sich die Frage, welche mittlere Wärmeproduktionsrate einem zusammengesetzten Gestein zugeordnet werden soll, das im Modell in grosse Krustentiefen abtaucht, um danach wieder an der Erdoberfläche zu erscheinen. Im Rahmen dieser Studie wird das Problem in einer sehr einfachen Weise behandelt. Die Rechnungen berücksichtigen eine mittlere Wärmequellendichte A , die konstant ist innerhalb des wärmeproduzierenden Schichtpakets. Unterhalb dieses Pakets soll gelten: $A = 0$. Hingegen ändert sich die Mächtigkeit des wärmeproduzierenden Pakets mit der Zeit, entsprechend der Vertikalbewegung $v_z(t)$.

Modelle, vorläufige Resultate

Um für die Hebungsgeschichte der Zentralalpen geothermische «Startbedingungen» zu finden, erscheint es sinnvoll, zunächst eine Vorgeschichte zu konstruieren, auch dann, wenn das Modell einer solchen Vorgeschichte sehr unbefriedigend ist. (Ein realistisches kinematisch-geothermisches Konzept würde voraussetzen, dass die Dynamik der Alpen-Lithosphäre bereits bekannt wäre.)

Figur 2 zeigt eine simple Alpengeschichte «aus der Sicht eines Steins», der vor 150 Millionen Jahren seine Reise durch die Kruste begann, unterdessen eine Temperaturgeschichte, Druckgeschichte und Metamorphose erlebt hat, um heute wieder an der Erdoberfläche zu erscheinen, als petrologisches Untersuchungsobjekt. Dargestellt sind die Versenkungs- bzw. Hebungsgeschwindigkeiten (a), die jeweilige Tiefenlage (b) und die dazugehörige Temperaturgeschichte (c) mit zwei verschiedenen Annahmen über die Wärmeproduktion. Die ursprüngliche Mächtigkeit der wärmeproduzierenden Schicht im oberen Teil einer «Initialkruste» ist mit 20 km angenommen; sie wächst auf 45 km und nimmt danach wieder ab.

Es erhebt sich die Frage nach einem realistischen Mittelwert der Wärmequellendichte A für das hier betrachtete einfache Modell. Denn neben alten kristallinen Gesteinen sind auch Sedimente (mit einem i.allg. geringeren A) in die Tiefe befördert worden. Dabei spielt auch eine Rolle, ob das abgesenkte Material einer ursprünglich kontinentalen oder ozeanischen oder irgendwie zusammengesetzten Krustenstruktur entstammt. Weiterhin bleibt zu fragen, ob in einem Zeitraum von der Grössenordnung 10^8 Jahre möglicherweise eine Diffusion der Träger radiogener Wärmequellen stattgefunden hat. Hinzu kommt die Unsicherheit in der Beurteilung des Beitrags mechanisch bedingter Wärmequellen (Reibungswärme).

Die beobachteten radiogenen Wärmequellendichten an Gesteinen der Schweizer Zentralalpen, hergeleitet aus Uran-, Thorium- und Kaliumgehalt (RYBACH 1973), zeigen sehr starke Unterschiede, die sich gesteinspezifisch klassifizieren lassen, die jedoch für den hier gesuchten «mittleren A -Wert» erwartungsgemäss nur Anhaltspunkte liefern können.

Die beiden Temperaturgeschichten in Figur 2c beziehen sich auf $A_1 = 3$ HGU bzw. $A_2 = 5$ HGU³). A_1 scheint als Mittelwert realistischer zu sein als A_2 , denn mit 5 HGU würde man voraussetzen, dass das gesamte Absenkungsmaterial mehr oder weniger granitähnlich sein müsste. Es stellt sich aber heraus, dass die realistischere

³) 1 HGU = 10^{-13} cal cm⁻³ s⁻¹ = $4,19 \times 10^{-7}$ W m⁻³.

Temperaturkurve 1 (Fig. 2c) in ihrem Maximum vor etwa 30 Millionen Jahren nicht die für diese Zeit beobachteten Paläotemperaturen erreicht. Sie erreicht etwas mehr als 400 °C, während die Beobachtungsdaten Werte um 600 °C fordern. Diese Daten hingegen könnte die als wenig realistisch eingeschätzte Temperaturkurve 2 (Fig. 2c) erfüllen.

Ein solcher Befund bedeutet: Das hier vorgestellte Modell, soweit es sich allein auf *radiogene* Wärmequellen stützt, erscheint ungeeignet, die Temperaturverhältnisse in der Kruste zur Zeit des Höhepunktes der alpinen Regionalmetamorphose hinlänglich zu beschreiben. Das simple Modell von Figur 2 kann modifiziert

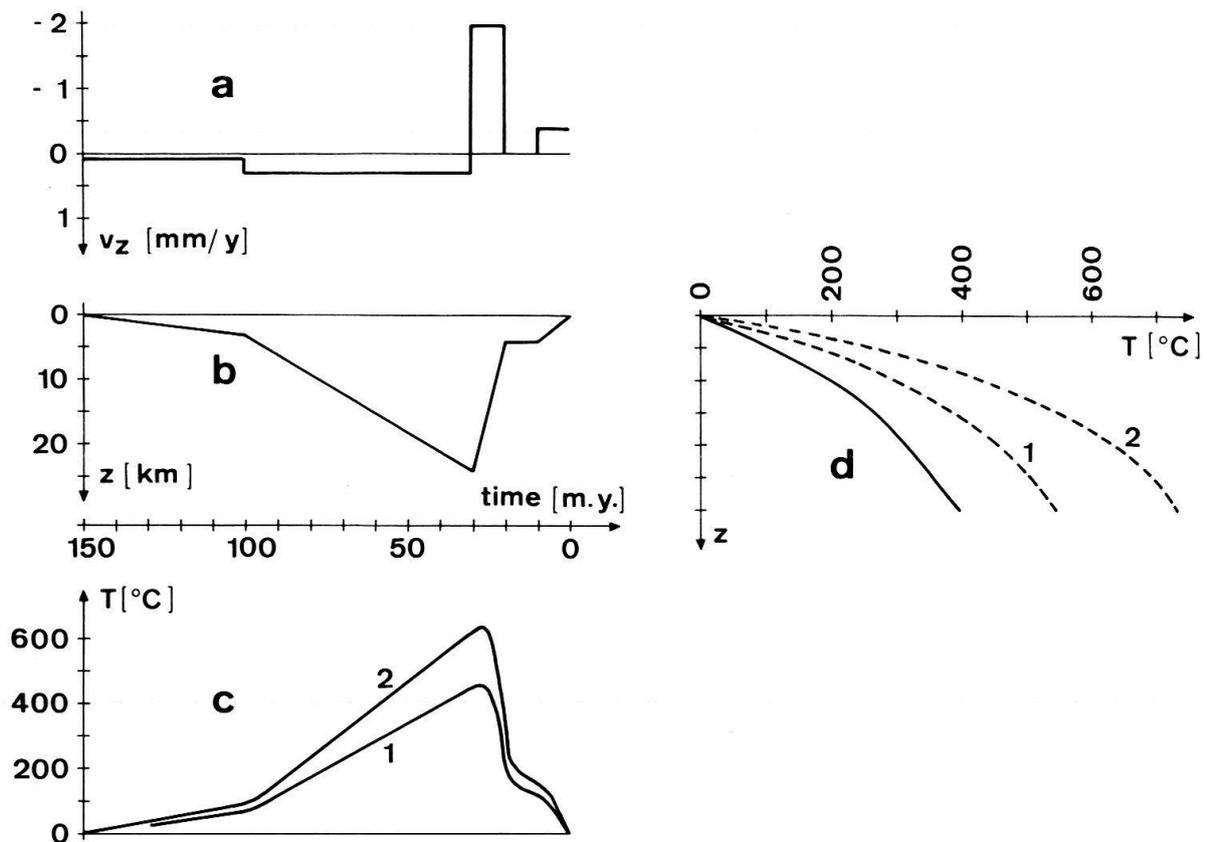


Fig. 2. Einfaches eindimensionales Modell der Senkungs- und Hebungsgeschichte einer Gesteinsprobe mit der dazugehörigen Temperaturgeschichte. Ursprüngliche Mächtigkeit der radiogene Wärmequellen enthaltenden Schicht: 20 km. Während der Senkungsgeschichte wird an der Erdoberfläche Material hinzugefügt, welches ebenfalls radiogene Wärmequellen enthält. *a* = Senkungs- bzw. Hebungsgeschwindigkeit, *b* = Tiefe der Gesteinsprobe, *c* = Temperaturgeschichte der Gesteinsprobe für eine Wärmequellendichte $A_1 = 3$ HGU (Kurve 1) und $A_2 = 5$ HGU (Kurve 2), *d* = Temperaturverteilung mit der Tiefe am Beginn der Senkungsgeschichte (durchgezogene Kurve) und zum Zeitpunkt des Temperaturmaximums (gestrichelte Kurven).

*A simple one-dimensional model for the subsidence and uplift history of a rock sample and its corresponding temperature history. Initial thickness of the layer containing radiogenic heat sources: 20 km. During the subsidence period material is added at the earth's surface which also contains radiogenic heat sources. *a* = velocity of subsidence resp. uplift, *b* = depth of the rock sample, *c* = temperature history of the rock sample for two cases of heat production: $A_1 = 3$ HGU (curve 1) and $A_2 = 5$ HGU (curve 2), *d* = temperature versus depth at the beginning of the subsidence history (solid line) and for the time of the temperature maximum (broken lines).*

werden, ohne dass sich an dieser Aussage etwas ändert. Im kontinuierlichen Absenkungsmodell (Fig. 2a, b) werden zwei Perioden unterschieden, wobei die erste als «Sedimentationsperiode» aufgefasst werden kann, die zweite als Folge einer gleichmässig aktiven Alpendynamik. Im Modell der Figur 3 hingegen ist eine diskontinuierliche Absenkungsgeschichte simuliert, entsprechend einer ungleichmässigen, episodenhaften Abfolge der Alpenzusammenschiebung. Man erkennt (Fig. 3c), dass die Temperaturgeschichte sich dadurch nicht wesentlich ändert (vgl. Fig. 2c). In einem umfassenderen Modell, welches in der Lage wäre, die Zusammenschiebung tatsächlich zu beschreiben, würde eine diskontinuierliche Alpengeschich-

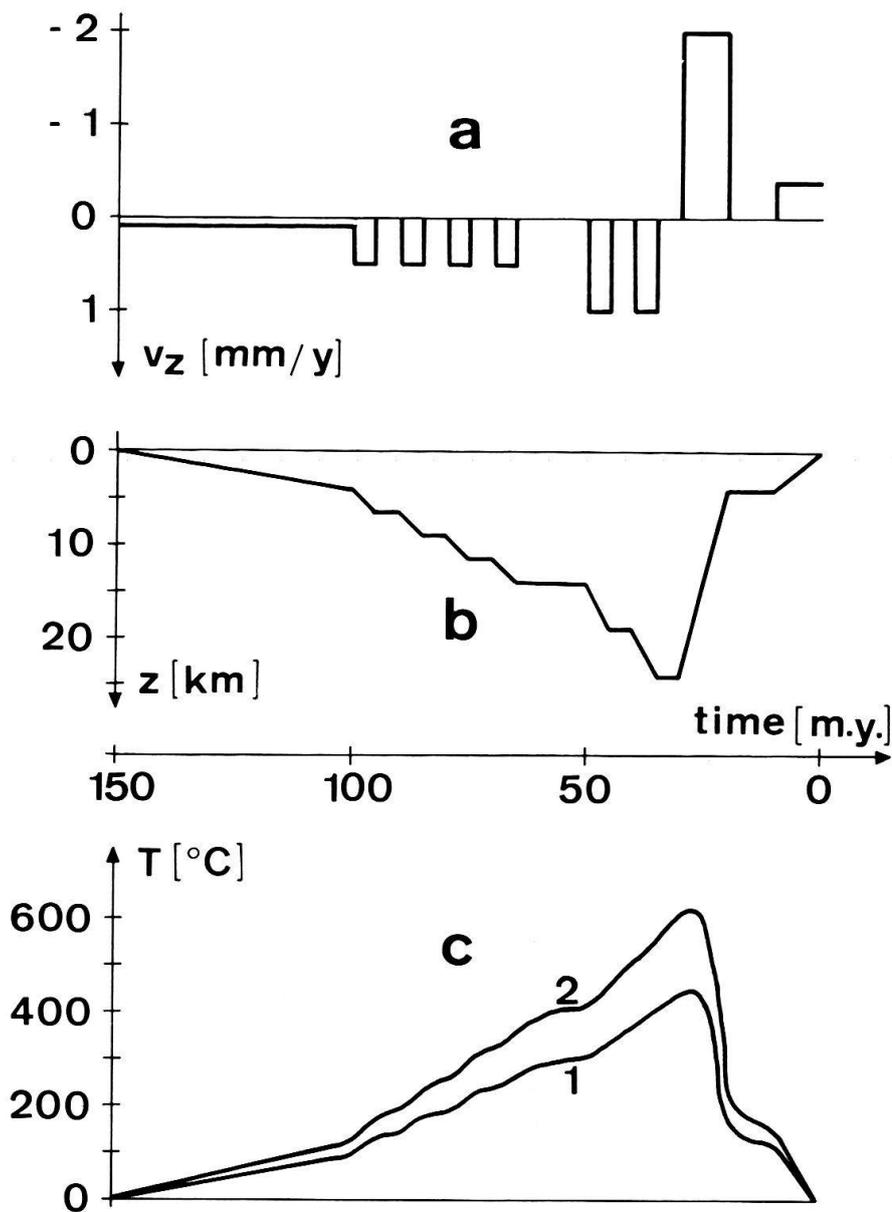


Fig. 3. Ein Modell mit einer unterbrochenen Senkungsgeschichte. Die Voraussetzungen sind dieselben wie in Figur 2.

A model for an interrupted subsidence history. The postulations are the same as for the model shown in Figure 2.

te (Auftreten von Perioden mit sehr rascher Deformation) möglicherweise einen Reibungswärme-Beitrag liefern, der zeitweise von der Grössenordnung der radiogenen Wärmequellen sein kann. Dies wäre ein denkbarer Weg, das obengenannte Wärmedefizit zu erklären.

In einem weiteren Modell (Fig. 4) wird angenommen, dass das Gestein bereits zu einem früheren Zeitpunkt seine grösste Tiefe erreicht und dort 40 Millionen Jahre verweilt. Dies führt zu höheren Maximaltemperaturen, für den Fall $A = 3$ HGU (Kurve 1 in Fig. 4c) zu etwa 500°C . Doch auch dieser Wert erscheint noch zu gering.

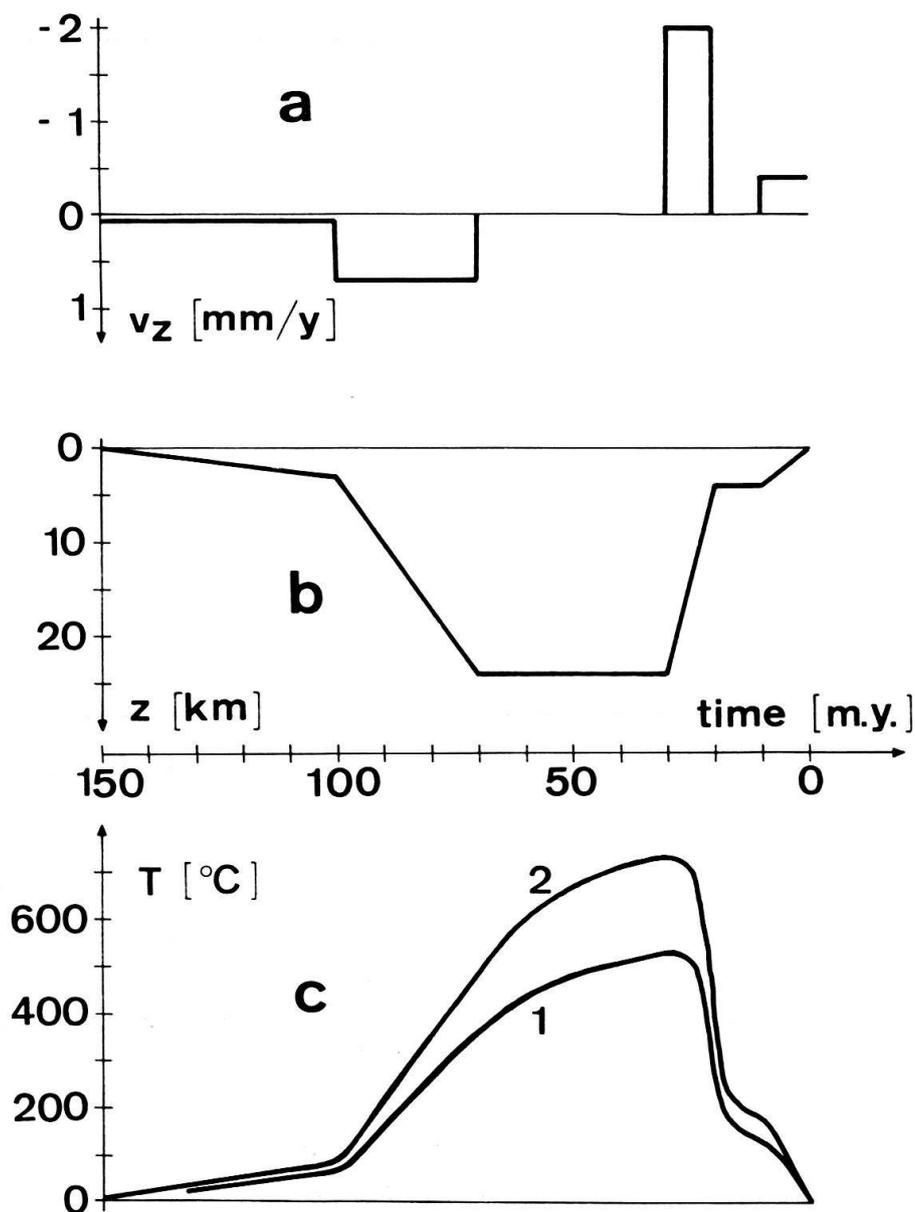


Fig. 4. Ein Modell, in welchem die Gesteinsprobe die maximale Tiefe zu einem früheren Zeitpunkt erreicht. Die Voraussetzungen sind dieselben wie in Figur 2.

A model in which the rock sample reaches its maximum depth at an earlier point of time. The postulations are the same as for the model shown in Figure 2.

Die eindimensionalen Modelle der Figuren 2 und 4 sollen als Vorgeschichte für die eigentliche Hebungsperiode der Zentralalpen dienen, in dem Bestreben, eine hinlänglich definierte «Anfangsbedingung» zu erhalten. Die Frage der Wärmediskrepanz bleibt offen, und wir nehmen an, mit der Temperaturgeschichte 2 ($A_2 = 5$ HGU) einen passenden Einstieg in die Hebungsgeschichte gewonnen zu haben.

Die Aufgabe, die sich nun stellt, besteht darin, alle bekannten Paläotemperaturen (mit den ihnen zugeordneten radiometrischen Altern) der Schweizer Zentralalpen bezüglich ihrer Hebungsgeschichte räumlich und zeitlich zu interpretieren. Das ist ein dreidimensionales Problem, welches hier nicht behandelt werden soll.

Im Rahmen dieser Studie werden nur die Daten aus dem Nordtessin (Leventina/Verzasca) betrachtet. Hier bietet sich eine zweidimensionale Modellsimulation

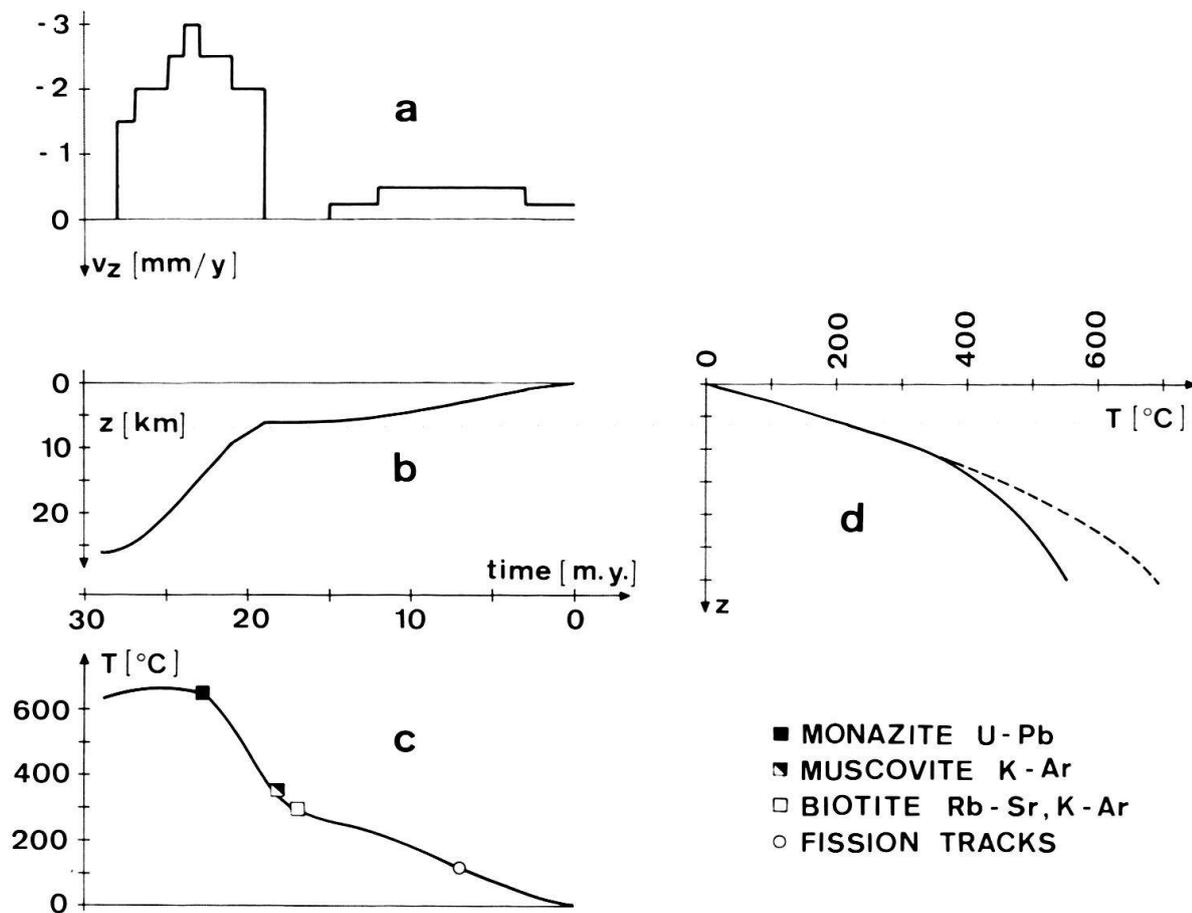


Fig. 5. Hebungmodell für das Gebiet Leventina/Verzasca (Nordtessin). Eine zweidimensionale Berechnung ist erforderlich, weil die benachbarten Südalpen nicht an der Hebungsgeschichte der Zentralalpen beteiligt sind (vgl. Fig. 7). c = Temperaturgeschichte der Gesteinsprobe im Vergleich mit Beobachtungsdaten nach KÖPPEL & GRÜNENFELDER (1975) und WAGNER et al. (1977), d = Temperaturverteilung am Beginn der Hebungsgeschichte vor 30 Millionen Jahren (durchgezogene Kurve) und heutige Temperaturverteilung im Beobachtungsgebiet (gestrichelte Kurve).

Uplift model for the area Leventina/Verzasca (northern part of the Swiss canton Ticino). A two-dimensional calculation is necessary because the neighbouring Southern Alps do not participate in the uplift history of the Central Alps (see Fig. 7). c = Temperature history of the rock sample in comparison with observed data after KÖPPEL & GRÜNENFELDER (1975) and WAGNER et al. (1977), d = temperature versus depth at the beginning of the uplift history 30 million years b.p. (solid line) and present temperature distribution for region of observation (broken line).

an. Es werden Daten von Gesteinsproben benutzt, deren Entnahmeort unweit der Insubrischen Linie liegt (Brione, Verzasca-Gneis nach WAGNER et al. 1977). Wegen der Nähe zur Insubrischen Linie darf hier nicht mehr mit einem eindimensionalen Modell gerechnet werden. Denn die Südalpen, südlich dieser Linie, waren an der Hebungsgeschichte nicht oder nur unwesentlich beteiligt; sie können als ruhender Körper angesehen werden. Es ist offensichtlich, dass sich an der Grenze (Insubrische Linie) zwischen einem sich hebenden Krustenblock (Zentralalpen) und einem ruhenden Krustenblock (Südalpen) eine geothermische Übergangszone herausbilden muss. Ein Blick auf Figur 7 macht dies anschaulich. Hier ist auch der Weg der

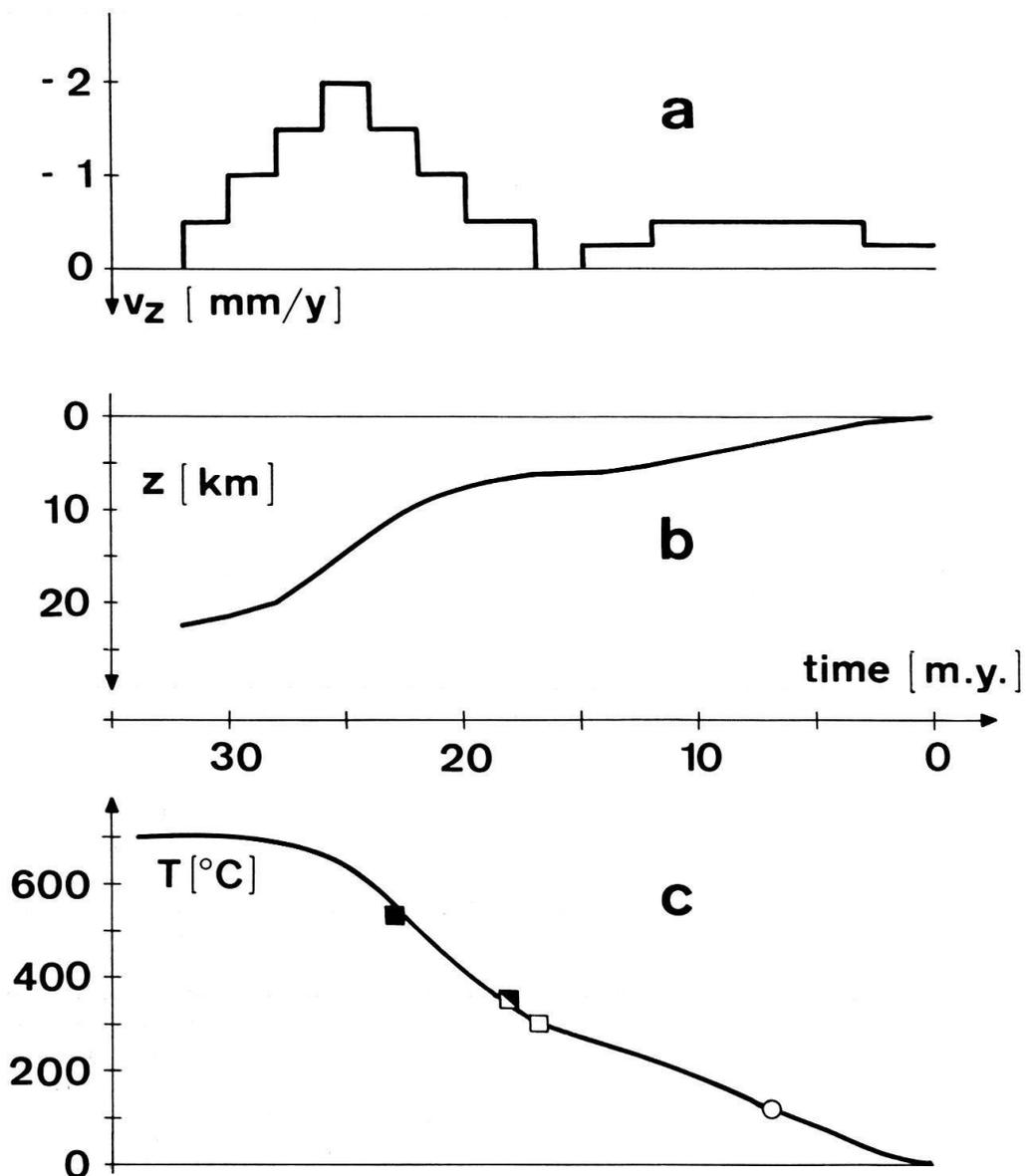


Fig. 6. Eine andere Interpretation der Hebungsgeschichte des Gebiets Leventina/Verzasca, basierend auf Daten von WAGNER et al. (1977).

An other interpretation of the uplift history of the region Leventina/Verzasca, based on data from WAGNER et al. (1977).

Gesteinsprobe angedeutet. Man erkennt, dass dieser in den Bereich der geothermischen Übergangszone fällt.

Es muss demnach eine Hebungsgeschichte gefunden werden derart, dass die modellmässige Temperaturgeschichte des Steins innerhalb der Übergangszone dessen Paläotemperatur-Marken befriedigt. In den Figuren 5 und 6 sind zwei Modelle gezeigt, die verschiedenen petrologischen Interpretationen sich zu nähern suchen.

Im Modell der Figur 5 liegt die Monazit-Marke bei 650 °C, und das Temperaturmaximum fällt in den Zeitraum zwischen 20 und 30 Millionen Jahren. Als passende Vorgeschichte hierzu diene das Modell der Figur 2, dessen Temperaturverteilung

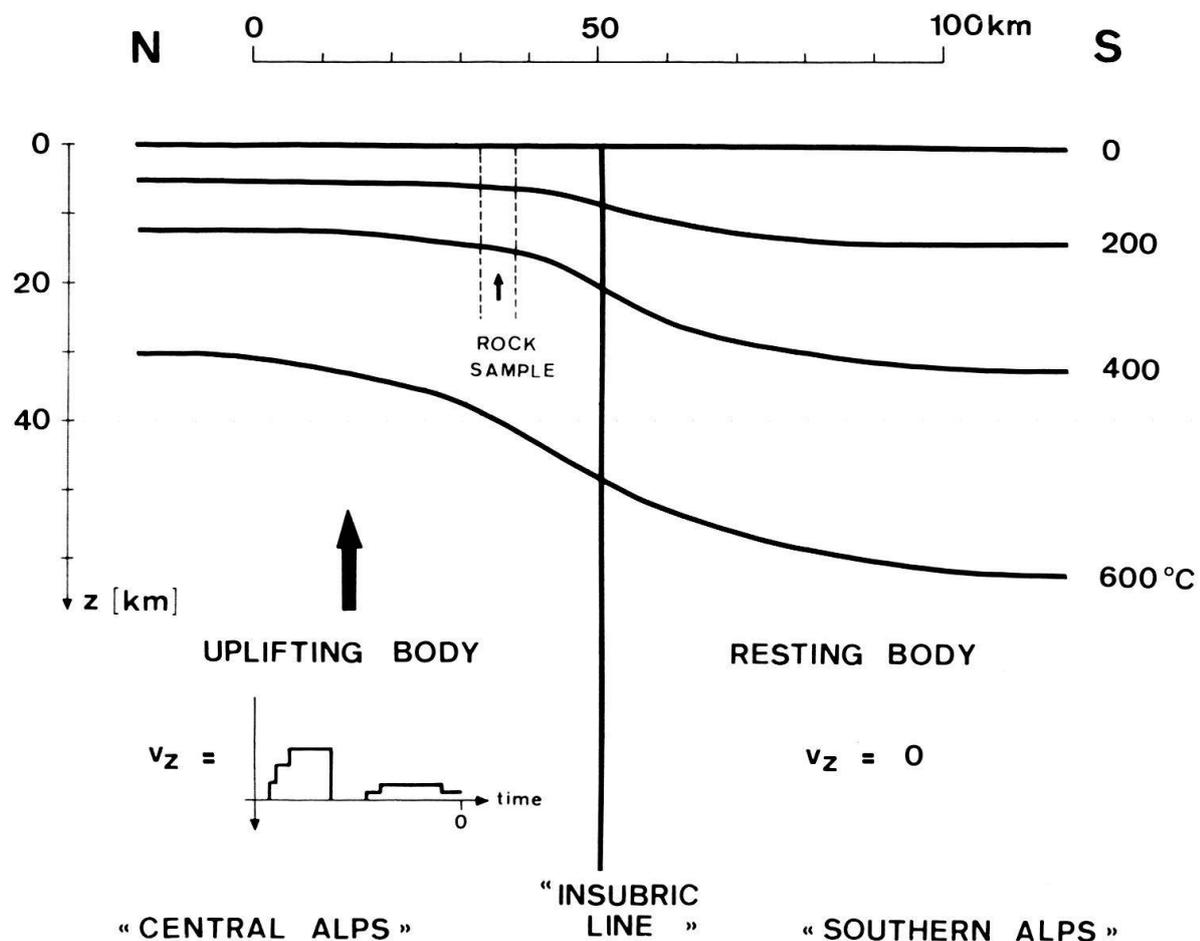


Fig. 7. Zweidimensionales kinematisches und geothermisches Modell für einen sich hebenden Körper (Zentralalpen) in der Nachbarschaft eines ruhenden Körpers (Südalpen). Die Grenze zwischen den beiden Körpern (Insubric Linie) wird als eine vertikal stehende Fläche angenommen. Die Temperaturgeschichte der Gesteinsprobe (vgl. Fig. 4) ist beeinflusst durch die geothermische Übergangszone zwischen dem sich hebenden und dem ruhenden Krustenblock. Die Isothermen beziehen sich auf das gegenwärtige Temperaturfeld, soweit es sich aus dem Modell ergibt.

Two-dimensional kinematic and geothermal model for an uplifting body (Central Alps) in the neighbourhood of a resting body (Southern Alps). The boundary between these two bodies (Insubric line) is assumed to be a vertical plain. The temperature history of the rock sample (see Fig. 4) is influenced by the geothermal transition zone between the uplifting and the resting crustal block. The isotherms denote the present temperature field resulting from the model.

vor 30 Millionen Jahren als Anfangsbedingung für die Hebungsgeschichte (Fig. 5) benutzt wurde. Die Ursprungstiefe des Steins ist 26 km in diesem Falle.

Ein anderes Bild liefert Figur 6. Hier wird die Monazit-Marke (530 °C) in den Zeitraum eines Abkühlungsprozesses gestellt. Dies ist verknüpft mit der Annahme, wonach das Temperaturmaximum zwischen 30 und 40 Millionen Jahren erreicht wurde. Als Vorgeschichte hierzu diente das Modell der Figur 4 bis vor 35 Millionen Jahren. Die Ursprungstiefe des Steins ist hier 23 km.

Modelle dieser Art können noch verbessert, verfeinert werden. Auch das zweidimensionale Verfahren versagt, wenn es gilt, zwei so eng benachbarte Gebiete wie Monte Rosa und Simplon/Antigorio (mit sehr unterschiedlichen Paläotemperatur-Daten) zu interpretieren. Hier z. B. wäre neben der Insubrischen Linie auch die Centovalli-Störung als «kinematische Trennfuge» zu berücksichtigen. Wie oben bereits bemerkt, führt diese Aufgabenstellung zu einem zeitlich differenzierten dreidimensionalen Hebungsmodell. An einem solchen Modell wird zurzeit gearbeitet.

Da bei den Berechnungen die gesamte räumlich-zeitliche Temperaturgeschichte durchgespielt wird, erhält man als Nebenergebnis auch die heutige Temperaturverteilung.

Die Isothermen in Figur 7 deuten das gegenwärtige Temperaturfeld im Bereich Nordtessin/Südalpen an, als Ergebnis des beschriebenen Modells. Danach sollten die Krustentemperaturen für das Nordtessingebiet höher sein als für die angrenzenden Südalpen. Für eine Überprüfung dieses Resultats gibt es bislang keine Beobachtungen. Oberflächennahe Wärmeflussbestimmungen in Seesedimenten der am Rande der Zentralalpen liegenden Alpenseen (FINCKH 1976) liefern weder eine Bestätigung noch eine Widerlegung hierzu.

Erhöhte Krustentemperaturen im Bereich der Schweizer Zentralalpen sollten nicht zu dem Schluss führen, dass der darunterliegende Erdmantel ebenfalls durch hohe Temperaturen gekennzeichnet ist. Es erscheint sinnvoll, anzunehmen, dass heute eine relativ «warme» Kruste über einem relativ «kalten» Mantelmaterial lagert, räumlich beschränkt auf ein so kleines Gebiet wie die Schweizer Zentralalpen.

Die in dieser Studie skizzierten geothermischen Probleme schliessen nicht die Fragen ein, die sich ergeben, wenn man den oberen Erdmantel als Motor der Alpendynamik betrachtet. Man darf sagen, dass das Forschungsgebiet «Geothermik der Alpen» sich in einem Anfangsstadium befindet.

Verdankungen

Der Verfasser ist sehr dankbar für wesentliche Anregungen, wichtige Hinweise und Verbesserungsvorschläge zu diesem Manuskript. Sein besonderer Dank gilt Frau Prof. Dr. E. Jäger, Bern, Herrn PD Dr. V. Köppel, Zürich, Herrn Dr. P. Finckh, Zürich, Herrn Dipl.-Geophysiker E. Kissling, Zürich.

LITERATURVERZEICHNIS

- CLARK, S.P., JR., & JÄGER, E. (1969): *Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data.* - Amer. Sci. 267, 1143-1160.
- ENGLAND, P.C. (1978): *Some thermal considerations of the alpine metamorphism - past, present, and future.* - Tectonophysics 46, 21-40.

- FINCKH, P. (1976): *Wärmeflussmessungen in Randalpenseen*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 216.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., O'NEIL, J.R., & SCHWANDER, H.W. (1976): *Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps: Petrological, Rb-Sr and stable isotope data*. – Contr. Mineral. Petrol. 55, 147-179.
- HUNZIKER, J.C. (1974): *Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31.
- JÄGER, E. (1973): *Die alpine Metamorphose im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung*. – Eclogae geol. Helv. 66, 11-21.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. (1967): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- KÖPPEL, V., & GRÜNENFELDER, M. (1975): *Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 129-132.
- OXBURGH, E.R., & TURCOTTE, D.L. (1974): *Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54.
- PURDY, J.W., & JÄGER, E. (1976): *K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30.
- RYBACH, L. (1973): *Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 51.
- WAGNER, G.A. (1969): *Spuren der spontanen Kernspaltung des Uran 238 als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes*. – N. Jb. Mineral. [Abh.] 110, 252-286.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M., & JÄGER, E. (1977): *Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30.
- WERNER, D., KÖPPEL, V., HÄNNY, R., & RYBACH, L. (1976): *Cooling models for the Lepontine area (Central Swiss Alps)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 661-667.

