

Kontaktmetamorphose von kieseligen Dolomiten, Mergeln und Peliten im Südosten der Bruffione-Intrusion (SE Adamello, N-Italien) = Contact metamorphism of siliceous dolomites, marls and pelites in the SE contact aureole of the Bruffione intrusion (SE Adam...

Autor(en): **Matile, Luzi / Widmer, Timo**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **73 (1993)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-55561>

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.

Kontaktmetamorphose von kieseligen Dolomiten, Mergeln und Peliten im Südosten der Bruffione-Intrusion (SE Adamello, N-Italien)

Contact metamorphism of siliceous dolomites, marls and pelites in the SE contact aureole of the Bruffione intrusion (SE Adamello, N Italy)

von *Luzi Matile*¹ und *Timo Widmer*¹

Abstract

The south-east part of the Bruffione granodiorite-intrusion is a very suitable region for investigation of mineralogical indicators of contact metamorphism. The previous regional metamorphism here was weak ($T \approx 200^\circ$, $P \approx 2$ kbar) and the contact aureole is apparently not influenced by any further large-scale intrusion episode.

Average temperature distributions in the aureole were determined from mapped isograds in impure dolomites and from calcite-dolomite geothermometry. These two techniques give consistent temperature determinations in the inner part of the aureole ($\approx 600^\circ\text{C}$ in forsterite marbles at the contact and $500\text{--}530^\circ\text{C}$ in diopside marbles at a distance of 300–600 m away from the contact). The outer limit (1000–2500 m away from the contact) of the aureole is characterized by the appearance of phlogopite. The temperature evolution in the aureole was modelled for a one-dimensional infinite intrusion using a finite element method.

The average grain-size in pure dolomite marble increases systematically towards the contact. Using the results of the thermal modelling, non-isothermal grain growth was evaluated, resulting in an activation energy for grain-boundary diffusion of $Q \approx 212$ kJ/mol for dolomite.

The contact metamorphic minerals in marls were compared with stable assemblages calculated in the system CMASH + CO_2 . The disposition of isograds show that, in addition to the temperature evolution, the X_{CO_2} content of fluid exerted a major influence on observed parageneses. The parageneses both in marls and impure dolomites were influenced by influx of H_2O -rich fluids. Owing to the higher estimated permeability of marls compared to pure calcite-marbles and impure dolomites, selective infiltration of magmatic fluid during the contact metamorphism was possible.

Keywords: Contact metamorphism, metacarbonates, isograds, thermal model, Adamello batholith, Bruffione intrusion, Italy.

Zusammenfassung

Der Südostrand der Bruffione-Intrusion ist ein geeignetes Terrain zur Untersuchung von mineralogischen Merkmalen der Kontaktmetamorphose: Die Kontaktaureole wird von keiner weiteren grossen Intrusion beeinflusst, und die Regionalmetamorphose ist schwach ($T \approx 200^\circ\text{C}$, $P \approx 2$ kbar). Mit der Kartierung von Isograden im System kieseliger Dolomite und mit Calcit-Dolomit-Thermometrie konnte ein Temperaturprofil bestimmt werden. Die beiden Temperaturbestimmungen sind zumindest in der inneren Kontaktaureole miteinander konsistent und ergeben eine Temperatur von 600°C (Forsterit-Paragenesen) am Intrusionskontakt und in einer Entfernung von 300–600 m eine Temperatur von $500\text{--}530^\circ\text{C}$ (erstes Auftreten von Diopsid). Die kartierte Kontaktaureole wird begrenzt durch das erste Auftreten von Phlogopit in einer Entfernung von 1.0–2.5 km. Mit der Methode der finiten Elemente wurde die Temperaturentwicklung in der Kontaktaureole für eine eindimensionale Geometrie (unendlicher Dyke) modelliert.

Die mittleren Korngrössen in reinen Dolomitmarmoren zeigen eine systematische Zunahme gegen den Intrusionskontakt hin. Die Resultate des Wärmemodells erlaubten die Berechnung der Korngrössen als Folge

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH Zürich, CH-8092 Zürich, Switzerland.

nicht isothermen Kornwachstums; daraus resultiert eine Aktivierungsenergie der Kongrenzdiffusion von $Q \approx 212$ kJ/mol für Dolomit.

Die kontaktmetamorph gebildeten Minerale der mergeligen Karbonate lassen sich in das CMASH-CO₂-System einordnen. Anhand der beobachteten progressiven Abfolge natürlicher Mineralparagenesen konnten die Topologien berechneter T-X_{CO₂}-Phasendiagramme getestet werden. Auf der Isogradenkarte wird deutlich, dass ausser dem Temperatureffekt auch der X_{CO₂}-Gehalt der Fluids für die Ausbildung metamorpher Mineralparagenesen verantwortlich war. Neben Proben mit gesteinsintern gepufferter fluider Phase können sowohl Mergel als auch kieselige Dolomite von extern zugeführten H₂O-reichen Fluids beeinflusst werden. Die höher eingeschätzte Permeabilität von Mergeln gegenüber reineren Karbonaten erleichtert die Infiltration von magmatischem Fluid.

1. Einleitung

Die Bruffione-Intrusion liegt am Südostrand der «Re di Castello»-Supereinheit, welche mit 39–43 Mio. Jahren (HANSMANN, 1986) die älteste der drei Supereinheiten des Adamello-Batholiths (BIANCHI et al., 1970; CALLEGARI, 1983) darstellt, besteht zum grössten Teil aus kalkalkalinen Tonaliten und Granodioriten (ULMER et al., 1983). An den Bruffione-Granodioriten wurde von HANSMANN (1986) an Zirkonen ein U-Pb-Alter von $39 \pm 0,2$ Mio. Jahren bestimmt.

Die Rahmengesteine am Südostrand der Bruffione-Intrusion, von der präintrusiven orobischen Deformation (BRACK, 1984) kaum erfasst, streichen parallel zum Intrusionskontakt und wurden in dessen Nähe steilgestellt und teilweise boudiniert. Entlang von synintrusiven Normalverwerfungen sind grössere Schichtpakete gegen die Intrusion hin eingesunken (BRACK, 1984).

Die Lithologien und die stratigraphische Zugehörigkeit der permischen und triadischen Rahmengesteine des Bruffione-Granodiorits wurden von BRACK (1984) eingehend beschrieben. Die Probenbezeichnungen (Tab. A1) entsprechen den stratigraphischen Einheiten², welche durch die Kontaktmetamorphose folgender Lithologien charakterisiert wurden: kieselige Dolomite (Srv, Bov, Ang, Pre, Wen, Esi, Bre, Sgb, Dpr)², Mergel (Ang, Pre, Buc, Wen)² und Pelite (Buc)².

Die Regionalmetamorphose der permischen und triadischen Sedimente ist schwach (RIKLIN, 1983b). Die von ASSERTO und CASATI (1965) für dieses Gebiet zur Zeit der Intrusionen bestimmte Mächtigkeit der über dem Intrusionsniveau liegenden Sedimente beträgt ~ 8000 m. Das ergibt unter Annahme einer Dichte von $\rho = 2500$ kg/m³ und einem Temperaturgradienten von $dT/dz = 30$ °C/km einen Druck von $p \approx 2$ kbar und eine Temperatur von $T \approx 200$ °C. Mit Thermo-Barometrie an Metapeliten lässt sich aus der Paragene-

se Andalusit-Alkalifeldspat, welche in der Kontaktaureole der Bruffione-Intrusion identifiziert wurde, ein Maximaldruck von ebenfalls $p = 2$ kbar ableiten. RIKLIN (1983a) bestimmte weiterhin aus Illitkristallinitäten eine Temperatur von $T \approx 200$ °C, gemessen an kontaktmetamorph nicht überprägten Proben.

Ziel dieser Arbeit ist es, mit verschiedenen Methoden die Kontaktmetamorphose in diesem Gebiet zu charakterisieren und insbesondere die Isograden am Südostrand der Bruffione-Intrusion zu untersuchen.

2. Kontaktmetamorphose kieseliger Dolomite

2.1. REAKTIONEN IM SYSTEM CSMH-CO₂ UND KCMASH-CO₂

Die Metamorphose der untersuchten kieseligen Dolomitgesteine spielt sich in erster Annäherung im CSMH-CO₂-System ab. Von den 15 möglichen Reaktionen zwischen den Phasen Q, Do, Cc, Tc, Tr, Di und Fo (Tab. A2, s. Anhang) sind nur 10 Reaktionen (Tab. 1) relevant (METZ, 1976; WINKLER, 1979) bei der Zusammensetzung kieseliger Dolomite. Mit der Topologie des Phasendiagrammes (TROMMSDORFF und CONNOLLY, 1990) lassen sich die Chemographien I-VIII herleiten (Abb. 1).

Die identifizierten Mineralparagenesen und ihre Interpretation in bezug auf das Phasendiagramm (Abb. 1) sind in der Tabelle A1 (s. Anhang) zusammengestellt. Wie aus Tabelle A1 hervorgeht, besteht an vielen Orten Evidenz für ein H₂O-reiches Fluid nach Erreichen der maximalen Temperatur:

1) reliktscher Diopsid wird von nadeligem Tremolit überwachsen, was durch die Reaktion (7) (VII > V) bei $T \approx 520$ – 580 °C (Abb. 1) interpretiert wurde.

² Abkürzungen der stratigraphischen Einheiten: Srv: Servino, Bov: Carniola di Bovegno, Ang: Calcare di Angolo, Pre: Calcare di Prezzo, Buc: Formazione di Buchenstein, Wen: Formazione di Wengen, Esi: Calcare di Esino, Bre: Formazione di Breno, Sgb: Formazione di San Giovanni Bianco, Dpr: Dolomia Principale.

2) Antigorit tritt als Pseudomorphose nach Forsterit oder entlang von Rissen in Hoch-Temperatur-Paragenesen mit Forsterit und Diopsid ($T \approx 550\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$) auf. Der Stabilitätsbereich der beobachteten Antigorit-Paragenesen liegt bei $T \approx 450\text{--}480\text{ }^\circ\text{C}$ und $X_{\text{CO}_2} < 0.1$ (Abb. 1). Diese beiden Fälle (VII > V) und (At) können sogar in einer Probe verwirklicht sein (Tab. A1). Es muss sich folglich um zwei Ereignisse handeln:

1) Tremolit bildet sich nach Diopsid (VII > V) zur Zeit, als in Kontaktnähe ungefähr die maximalen Temperaturen erreicht waren;

2) Antigorit wurde gebildet, als auch in grosser Kontaktnähe die Gesteine auf $T < 480\text{ }^\circ\text{C}$ abgekühlt waren. Diese H_2O -reichen Phasen werden als Effekte der Entwässerung der abkühlenden Plutone bei deren Kristallisation interpretiert: Die erste Phase durch die Entwässerung der Bruffione-Intrusion, die zweite Phase durch eine weitere kleine Intrusion (z.B. die Intrusion des Casinei-Tonalites), welche keine wesentliche Temperaturänderung im Nebengestein bewirkt.

Diese H_2O -reichen Metamorphosephasen sind jedoch nicht in allen Proben dokumentiert, und auch dort, wo sie beobachtet wurden, treten die auf H_2O -reiches Fluid deutenden Paragenesen meist nur entlang von Rissen auf. Ebenso beobachteten wir keine Häufung dieser Paragenesen in der Nähe von grossen Verwerfungen. Diese Beobachtungen lassen sich durch die äus-

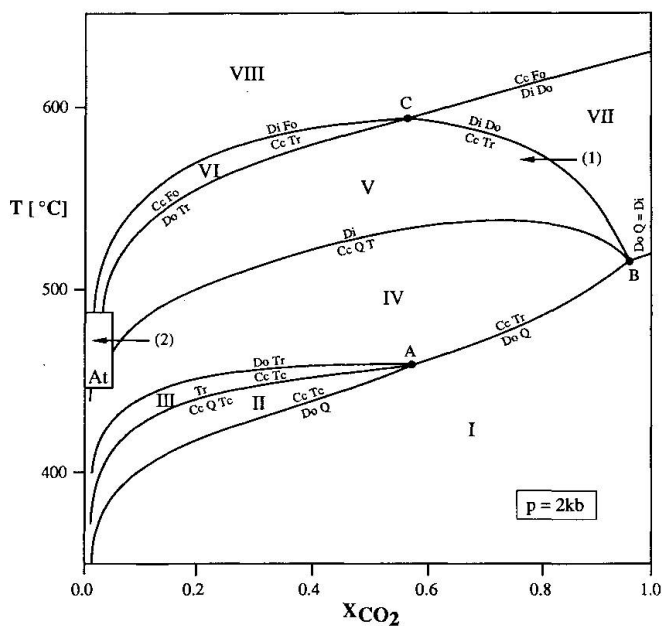
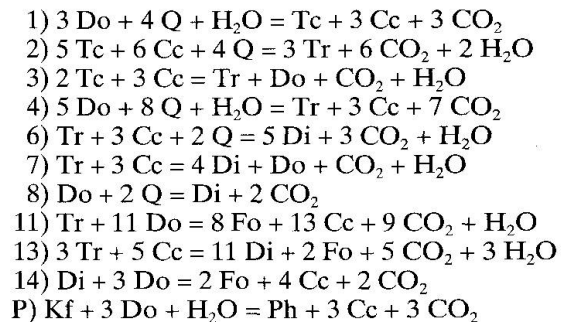


Abb. 1 $T\text{-}X_{\text{CO}_2}$ -Phasendiagramm im CSMH- CO_2 -System, vereinfacht nach TROMMSDORFF und CONNOLLY (1990) für die chemische Zusammensetzung kieseliger Dolomite. Der markierte Ausschnitt (At) bezeichnet grob den Stabilitätsbereich von Antigorit.

Tab. 1 Reaktionen in kieseligen Dolomiten (Erklärung der Mineralabkürzungen siehe Tab. A2)



serst geringe Permeabilität der Marmore erklären, d.h. die Entwässerung der beiden Intrusionen konnte nur entlang von kleinen Rissen im Gestein effektiv erfolgen.

Eine weitere für die Isogradenkarte (Tafel 1) wichtige und häufig beobachtete Reaktion ist die Bildung von Phlogopit und Calcit aus Alkalifeldspat und Dolomit (KCMASH- CO_2 -System). Die Isograde dieser Reaktion ist am weitesten vom Intrusionskontakt entfernt.

Da einige Gesteine graphitführend sind (Tab. A1: Ang und Pre), müsste die Verunreinigung des Fluids (YUI, 1968; EUGSTER und SKIPPEN, 1967, u.a.) in Betracht gezogen werden. Die Auswirkungen weiterer Fluidspezies auf die Gleichgewichtsbedingungen der Reaktionen wurden jedoch hier vernachlässigt. Nicht berücksichtigt wurde ebenfalls der Effekt von Salz (NaCl , KCl) im Fluid, was v.a. bei grösseren X_{CO_2} -Werten eine Rolle spielt, weil sich dann das Fluid entmischen kann (SKIPPEN und TROMMSDORFF, 1986). Da die wenigen Fluid-Einschlüsse jedoch stets zu klein waren, um ihre Zusammensetzung bestimmen zu können, war es nicht möglich, den Einfluss des Salzes auf die Phasenbeziehungen zu evaluieren.

2.2. CALCIT-DOLOMIT-THERMOMETRIE UND ISOBARES TEMPERATURPROFIL

An den in der Tabelle 2 aufgelisteten Proben wurde mit der Mikrosonde (Cameca SX50) der CaCO_3 -, MgCO_3 -, FeCO_3 - und MnCO_3 -Gehalt von Calcit, koexistierend mit Dolomit, bestimmt. Die Temperatur der Austauschgleichgewichte zwischen Calcit und Dolomit wurde mit der Eichgleichung von ANOVITZ und ESSENE (1987) berechnet. Diese Autoren geben für Temperaturen zwischen 500 und 800 $^\circ\text{C}$ einen absoluten Fehler der Eichkurve von 10 $^\circ\text{C}$ an. Für tiefere

Temperaturen ist dieser Fehler grösser. Für Temperaturen unter 500 °C vergrössert sich zudem die Auswirkung des Messfehlers auf die Temperatur wegen der grösseren Steigung der Eichkurve. Der statistische Fehler (1σ) der Messungen ist in der Tabelle 2 als Mass für die Genauigkeit der Messung aufgeführt.

Bei Proben mit texturellen oder mineralogischen Hinweisen auf ein spätes Eindringen von H₂O-reichem Fluid (Esi 5, Bre 7 und Sbg 3.2) besteht kein Austauschgleichgewicht zwischen Dolomit und Calcit: die MgCO₃-Gehalte von Calcit sind viel zu klein und ergeben unrealistisch niedrige Temperaturen. Aus diesem Grund sind die Messungen an Bre 7 und Sbg 3.2 unbrauchbar und die MgCO₃-Werte von Esi 5 relativ variabel und etwas zu niedrig für eine Kontaktentfernung von nur 100 m. Die meisten MgCO₃-Profile durch Calcitkörner sind homogen: ein Indiz, dass sie nachträglich nicht reequilbriert wurden (GRADE, 1977).

Aus den Daten der Calcit-Dolomit-Thermometrie und den durch Isograden definierten Temperaturbereichen wurde ein Temperaturprofil (Abb. 2) bestimmt. Ein Vergleich mit der Isogradenkarte zeigt, dass die Kontaktentfernungen der Isograden stark variieren. Das Temperaturprofil wurde deshalb in einem Bereich der Kontaktaureole bestimmt, wo die Isograden relativ nah beim Intrusionskontakt liegen (zwischen den Sektoren B und C; C^{ma} di Bondolo). Innerhalb der erwähnten Einschränkungen für die Calcit-Dolomit-Thermometrie und in Anbetracht des unregelmässigen Verlaufs der Isograden (Tafel 1) sind die beiden Temperaturbestimmungen miteinander konsistent.

2.3. WÄRMEMODELL DER BRUFFIONE-KONTAKTAUREOLE

Für die Bruffione-Intrusion wurde mit der Methode der finiten Elemente (FEM) (SCHWARZ, 1984) eine numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung in erster Annäherung für den eindimensionalen Fall berechnet (Wärmemodell eines unendlich langen und breiten Dykes). Die Kristallisationswärme wurde nach der in CARLSLAW und JAEGER (1959) beschriebenen Methode für ein Magma mit 50% Schmelzanteil berücksichtigt. Konvektiver Wärmetransport wurde vernachlässigt. Für die initiale Temperatur des Nebengesteins (T_0) wurde 200 °C (RIKLIN, 1983a) und für die Intrusionstemperatur des Magmas (T_i) 850 °C angenommen. Die verwendeten Werte der Temperaturleitfähigkeit (K), der Dichte (ρ) und der Wärmekapazität (c_p) sind in der Tabelle 3 zusammengefasst.

Tab. 2 Mit Calcit-Dolomit-Thermometrie bestimmte Temperaturen T (°C) mit Standardabweichungen (S_T [°C]) und X_{MgCO_3} -Werte von Calcit mit Standardabweichungen ($S_{X_{MgCO_3}}$). Die Grossbuchstaben (B–D) hinter der Kontaktentfernung beziehen sich auf die Sektoreinteilung der Kontaktaureole (siehe Tafel 1).

Probe	Distanz [m]	X_{MgCO_3} ($S_{X_{MgCO_3}}$)	T [°C] (S_T [°C])
Dpr 10	3 (B)	0.0621 (0.0012)	599 (3)
Esi 5	100 (C)	0.0379 (0.0033)	506 (18)
Ang 8	478 (C)	0.0325 (0.0009)	478 (5)
Esi 4	456 (B)	0.0251 (0.0041)	424 (33)
Bov 5	869 (C)	0.0142 (0.0016)	318 (20)
Srv 1	2456 (D)	0.0115 (0.0017)	267 (45)

Ein Vergleich der berechneten Modell-Temperaturen mit dem mittleren Temperaturprofil (Abb. 2) zeigt, dass die maximalen Temperaturen des Wärmemodells für Kontaktentfernungen von 0–500 m um weniger als 25 °C von den Temperaturen des Temperaturprofils abweichen. Bei grösseren Entfernungen sind sowohl die Abweichungen als auch die Ungenauigkeiten beider Temperaturbestimmungen grösser. Die Fehlerquellen dieses Wärmemodells sind in erster Linie die Vernachlässigung der Geometrie der Intrusion und Ungenauigkeit in der Abschätzung der initialen Temperatur des Nebengesteins (T_0).

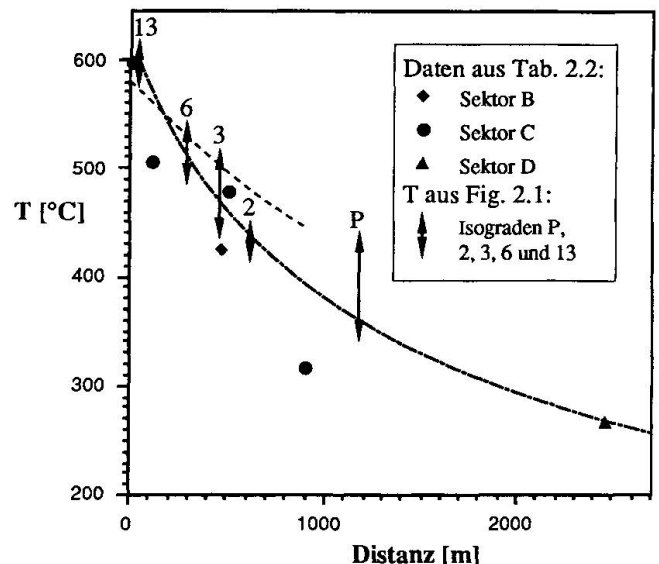


Abb. 2 Die Temperaturdaten der Calcit-Dolomit-Thermometrie sind hier kombiniert mit den aus der Isogradenkarte bestimmten Temperaturbereichen an der Grenze zwischen Sektor B und C (siehe Tafel 1). Die strichpunktierte Kurve stellt das aufgrund der obigen Daten vermutete Temperaturprofil dar, die gestrichelte Kurve zeigt die berechneten Maximaltemperaturen im Wärmemodell.

Tab. 3 Werte für die verschiedenen Lithologien der Rahmengesteine, welche bei der Wärmemodellierung verwendet wurden: die Temperaturleitfähigkeit K nach SCHÄRLI (1983), die Dichte ρ nach DALY (1966) und die Wärmekapazität c_p nach Peacock (1989).

Lithologie	K [W/mK]	ρ [kg/m ³]	c_p [J/kgK]
Granodiorit	3.2	2750	1000
Dolomit	3.5	2550	1000
Kalk	2.5	2550	1000
Kalk/Mergel	3.0	2300	1000
Sanstein	3.2	2300	1000

2.4. KORNGRÖSSENANALYSE REINER DOLOMITMARMORE

Die folgende Analyse der Korngrößen an Marmoren, welche verschieden weit vom Intrusionskontakt entfernt sind, hat zum Ziel, kinetische Berechnungen über die statische Rekristallisation dieser Gesteine machen zu können.

In einem Bereich von 0–320 m Kontaktentfernung wurden die Korngrößen von granoblastisch polygonalen, gleichkörnigen Dolomitmarmoren gemessen. Es wurden anhand von Dünnschliffen die Anzahl Korngrenzen N_L auf einer Geraden der Länge L_L bestimmt. Für $N_L \approx 50$ ist $l_0 = L_L/N_L$ ein repräsentativer Wert für den mittleren Korndurchmesser (l_0) (JOESTEN, 1983). Die Messdaten sind in der Tabelle 4 zusammengefasst. Bei der Messung wurde darauf geachtet, dass die Marmore keine Verunreinigungen an den Korngrenzen aufwiesen, da schon kleine Mengen einer Phase, welche gegenüber dem Marmor chemisch inert ist, die Rekristallisation drastisch einschränken (ROBINSON, 1971; OLGAARD und EVANS, 1986).

Die Daten zeigen, dass die Korngrößen gegen den Kontakt hin zunehmen (vgl. SPRY, 1969; JONES et al., 1975; JOESTEN, 1983). Bei der nun folgenden Auswertung der Daten werden wir uns an das in JOESTEN (1983) beschriebene Vorgehen halten. Der Ausdruck für den mittleren Korndurchmesser $\log_{10} [(l^n - l_0^n) / n]$ ($n = 2$ oder 3) lässt sich in Abhängigkeit von der Distanz zum Intrusionskontakt als Regressionsgerade annähern (Abb. 4). l_0 konnte mangels reinem Dolomitmarmor bei grossen Kontaktentfernungen in der Bruffione-Kontaktaureole nicht direkt bestimmt werden. BRACK (1984) beschreibt diese nicht kontaktmetamorphen Lithologien als mikritische Dolomite, was zum Ansatz $l_0 \approx 20 \mu\text{m}$ führte. Da l_0 viel kleiner ist als der kleinste gemessene mittlere Korndurchmesser (l), hat die Ungenauigkeit dieses Ansatzes einen vernachlässigbaren Einfluss auf die resultierende Regressionsgerade.

Tab. 4 Mittlere Korndurchmesser in granoblastisch polygonalen Dolomitmarmoren mit 1σ -Fehler. Die Grossbuchstaben (B–D) hinter der Kontaktentfernung beziehen sich auf die Sektoreinteilung der Kontaktaureole (siehe Tafel 1).

Probe	Distanz [m]	l [μm]
Dpr 14	0 (D)	257 ± 6
Dpr 12.2	4 (C)	201 ± 5
Dpr 9.1	6 (B)	197 ± 3
Dpr 12.1	15 (C)	177 ± 4
Bre 9	40 (C)	158 ± 3
Dpr 10	40 (C)	144 ± 4
Dpr 5	90 (B)	167 ± 4
Sgb 4	100 (C)	146 ± 4
Bre 5	275 (C)	106 ± 2
Bre 4	313 (C)	82 ± 1

Die Korngrößen lassen sich mit der folgenden Integral-Gleichung für nicht isothermes Kornwachstum berechnen:

$$\left(\frac{l^n - l_0^n}{n}\right) = K_n \int_{t_0}^t \frac{1}{T(t)} e^{-\frac{Q}{RT(t)}} dt$$

$$K_2 = \frac{4\gamma_i \bar{V}_i D_o^{g,b}}{R \delta} \quad K_3 = \frac{4\gamma_i \bar{V}_i L_o^{g,b}}{R c_i \delta}$$

(Q : Aktivierungsenergie; R : universelle Gaskonstante; γ_i : freie Oberflächenenergie; \bar{V}_i : molares Volumen; $D_o^{g,b}$: Korngrenzen-Diffusionskoeffizient; $L_o^{g,b}$: Onsager (phänomenologischer) Diffusionskoeffizient; δ : Länge der Korngrenzen, c_i : Konzentration der Komponente (i) an den Korngrenzen)

Porenfreie Materialien ohne Verunreinigungen rekristallisieren durch normales Kornwachstum, welches durch Korngrenzen-Diffusion kontrolliert ist und in obiger Gleichung durch den Exponenten $n = 2$ und die Integrationskonstante K_2 beschrieben wird. Falls Korngrenzen von Fluid besetzt sind, wird das nicht isotherme Kornwachstum durch den Exponenten $n = 3$ und die Integrationskonstante K_3 beschrieben. Wie JONES et al. (1975) durch Untersuchungen in einer Kontaktaureole und TULLIS und YUND (1982) experimentell gezeigt haben, ist der Exponent $n = 3$ für das Kornwachstum in Marmoren verantwortlich. Die Aktivierungsenergie Q ist in beiden Fällen die gleiche, nur die Integrationskonstante K_n ist verschieden. Da aber die Integrationskonstante wegen fehlender experimenteller Daten der freien Oberflächenenergie γ_i für Dolomit nicht weiter in bezug auf Diffusionskonstanten ($D_o^{g,b}$ oder $L_o^{g,b}$) ausgewertet werden konnte, ist die oben gemachte Unterscheidung in dieser Arbeit nicht relevant.

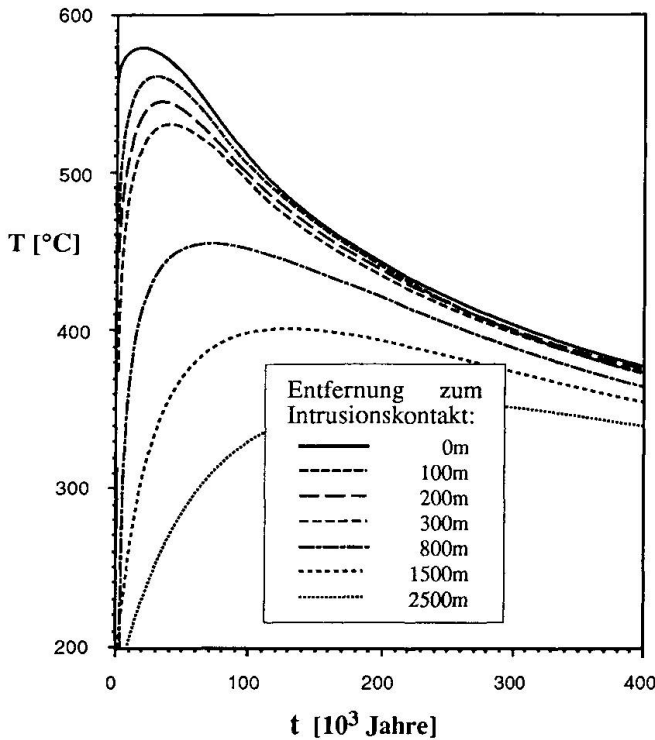


Abb. 3 Resultate der eindimensionalen Wärmemodellierung: Die zeitliche Abhängigkeit der Temperatur für Kontaktentfernungen von 0 m, 100 m, 200 m, 300 m, 800 m, 1500 m und 2500 m.

Mit den Temperaturen $T(t, x)$ aus dem Wärmemodell (Abb. 3) wurde das Integral der Gleichung für nicht isothermes Kornwachstum numerisch (Trapez-Regel) für verschiedene Kontaktentfernungen resp. mittlere Korngrößen (l) berechnet. Die minimale Temperatur für Dolomitrekristallisation (T_0) konnte nicht direkt bestimmt werden, da auch eine direkte Bestimmung des initialen Korndurchmessers (l_0) nicht möglich war. Wie jedoch die Berechnung des Integrals zeigte, haben Temperaturen von weniger als 450 °C einen vernachlässigbaren Einfluss auf die Rekristallisation. Die Aktivierungsenergie (Q) und die Konstanten (K_2) und (K_3) wurden iterativ bestimmt mit einer Genauigkeit für Q von ± 5 kJ/mol. Die Aktivierungsenergie für Dolomit von $Q = 212$ kJ/mol liegt innerhalb der Fehlergrenzen von der Aktivierungsenergie für Quarz von $Q = 210$ kJ/mol (JOESTEN, 1983) und experimentelle Werte für Calcit von $Q = 172 \pm 60$ kJ/mol (OLGAARD, 1989). Die Werte der dimensionslosen Konstanten betragen $K_2 = 8,617 \times 10^{-5}$, $K_3 = 1,136 \times 10^{-8}$.

Die berechneten $\log_{10} [(l^n - l_0^n)/n]$ -Werte für die Distanzen 0 m, 100 m, 200 m und 300 m zeigten, sowohl für $n = 2$ als auch für $n = 3$, eine lineare Abhängigkeit von der Distanz (Abb. 4)

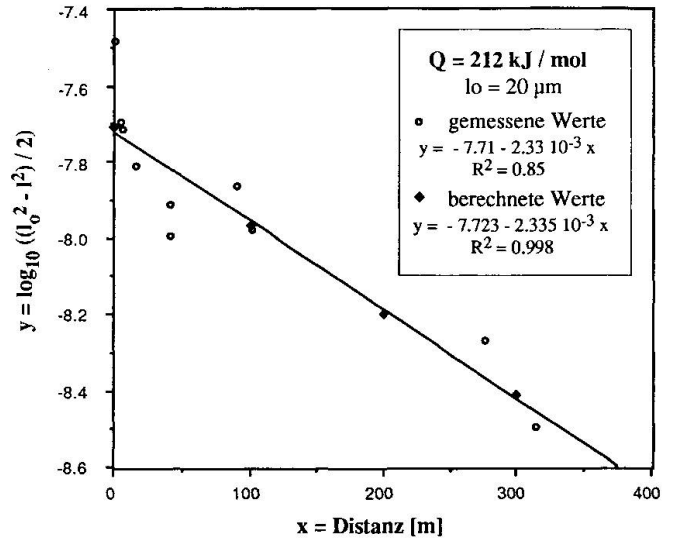


Abb. 4 Durch numerische Integration der Gleichung für nicht isothermes Kornwachstum für Dolomit berechnete Werte von $\log_{10} [(l^2 - l_0^2) / 2]$ für $n = 2$ und $Q = 212$ kJ/mol. Erläuterungen siehe Text.

mit $R^2 = 0.998$. Die lineare Abhängigkeit ist ein Hinweis dafür, dass die thermische Modellierung, zumindest für diesen Bereich der Kontakt-Aureole, genügend genau ist. JOESTEN (1983) hat die Berechnungen für drei verschiedene Modelle durchgeführt, wovon nur eines eine lineare Abhängigkeit ergab. Die Berechnungen haben gezeigt, dass die Rekristallisation von reinen Dolomitmarmoren für alle Kontaktentfernungen 10⁵ Jahre nach der Intrusion des Bruffione-Granodiorites im wesentlichen abgeschlossen war.

3. Kontaktmetamorphose mergeliger Gesteine

3.1. REAKTIONEN IM SYSTEM CMASH-CO₂

Der mergelige Chemismus verschiedener mitteltriadischer Lithologien (Ang, Buc, Pre, Wen) erlaubt die Bildung von aluminiumhaltigen Mineralen wie Grossular, Clinozoisit und Vesuvian (\pm Skapolith), welche zusammen mit Calcit, Quarz, Diopsid und Wollastonit am Lago di Casinei gesteinsbildend auftreten.

In einer äusseren Zone um den Casinei-Tonalitstock sind die diopsidhaltigen Gesteine feinkörnig ($\varnothing < 0.05$ mm) und zum Teil graphitreich. Die sedimentäre Schichtung ist noch deutlich zu erkennen (Buc 3,9,10,12,17,19,20, Ang 19–23, Pre 3,15). Auch die Proben der Buchensteinerformation aus der Val Aperta (Buc 7,26) sind dieser Gruppe zuzuordnen.

In der inneren Zone sind nebst mineralogischen Neubildungen folgende Änderungen zu

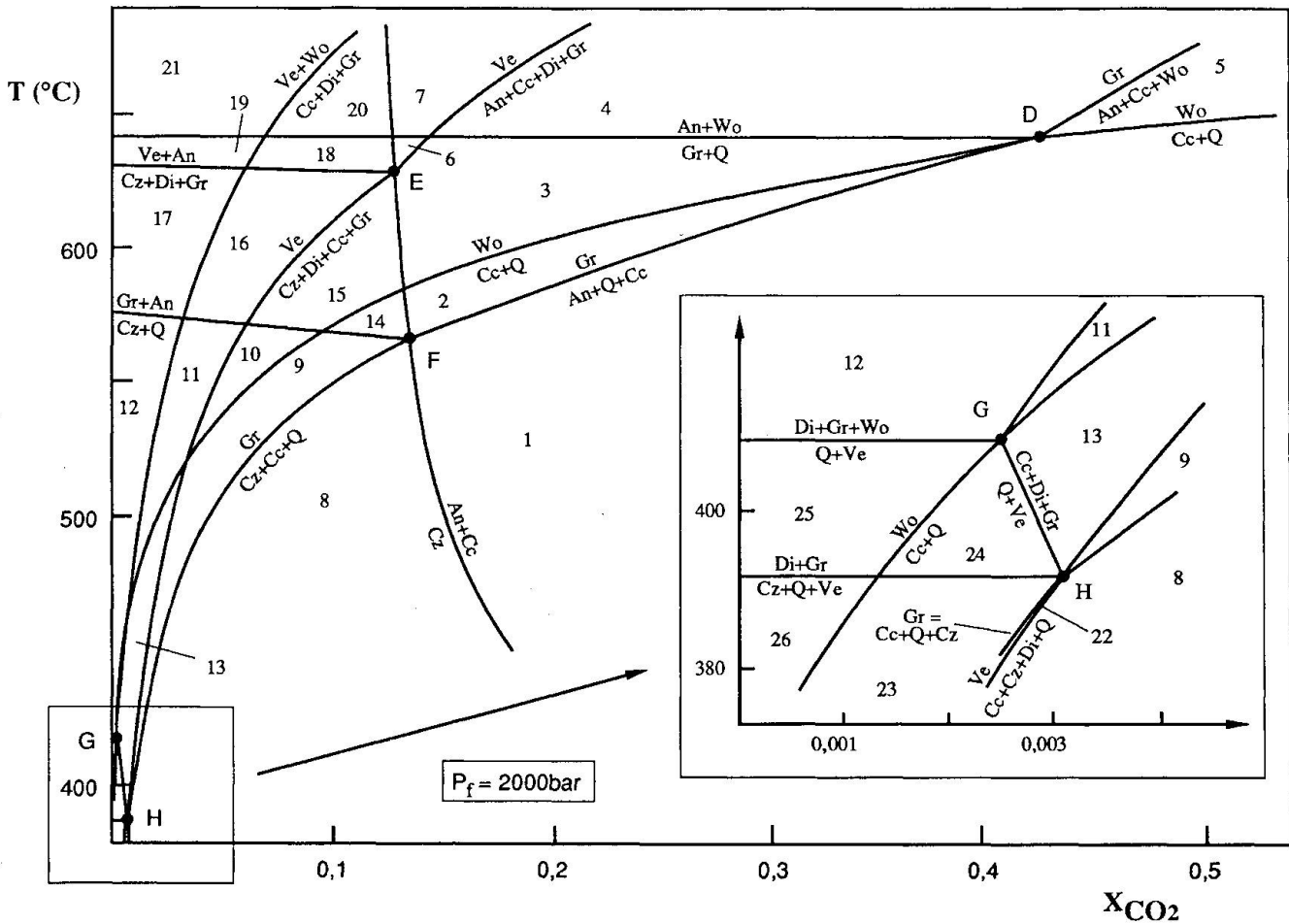


Abb. 5 Mit dem Computerprogramm Vertex (CONNOLLY, 1990) berechnetes Phasendiagramm. Daten aus HOLLAND und POWELL (1985, 1990). Reaktionen und invariante Punkte siehe Tabelle 4. Paragenesen der divarianten Felder siehe Abbildung 6.

verzeichnen: Neben einer allgemeinen Zunahme der Korngrösse existieren lokal grob rekristallisierte Bereiche (\varnothing bis 1 cm), die sedimentäre Schichtung wird undeutlich, um die Buchensteiner-Knollen sind dicke Mineralzonen ausgebildet, mineralgefüllte Adern erscheinen, und direkt am Tonalitstock treten vollständig brekzierte Sedimentgesteine auf.

Bezüglich der Mineralogie folgt ausgehend von der Diopsidzone das Wachstum grosser, poikiloblastischer Granate (Buc 3,18, Wen 6). Diese entledigen sich bei höherem Metamorphosegrad ihrer Einschlüsse (Buc 1,4). Auf Kosten von Calcit und Quarz entsteht Wollastonit, der unterschiedliche Mikrostrukturen aufweist. In grosser Entfernung zu den Intrusiva wachsen nur feine, säulig angeordnete Nadeln und kleine spherulitische Bündel, kontaktnah bilden sich auch grosse Bereiche prismatisch ausgebildeter Kristalle. Plagioklas und Skapolith wird von Clinozoisit ersetzt, und unmittelbar beim Kontakt zu den Intrusiva erscheinen grosse poikiloblastische Vesu-

viankristalle, deren Bildungsreaktion nicht eindeutig zu eruieren ist. Auffallend sind mit Adern versehene und brekzierte Gesteine in der Nähe des Tonalits (Adergesteine: Buc 8,16,21, Pre 5,10, Wen 2,3; Brekzien: Ang 18, Pre 11). In den Adern und in der Matrix der Brekzien sind meist Mineralparagenesen ausgebildet, die sich im Gegensatz zum Wirtsgestein oder den Brekzienkomponenten in einem H_2O -reicheren Fluid bildeten.

Betrachtet man vereinfachend die idealisierten Endglieder der beschriebenen Minerale, insbesondere Magnesium-Vesuvian (HOISCH, 1985; VALLEY et al., 1985), und postuliert man die Anwesenheit einer gemischten H_2O - CO_2 -Phase, lassen sich diese in einem 4-Komponenten-Raum abbilden (Abb. 6). Nur derjenige Teilraum des Systems CaO -(Mg,Fe) O - SiO_2 - Al_2O_3 , welcher für die Darstellung der chemischen Zusammensetzung der gesammelten Proben in Frage kommt, ist als idealisiertes Tetraeder abgebildet. Die Nummern entsprechen den divarianten Fel-

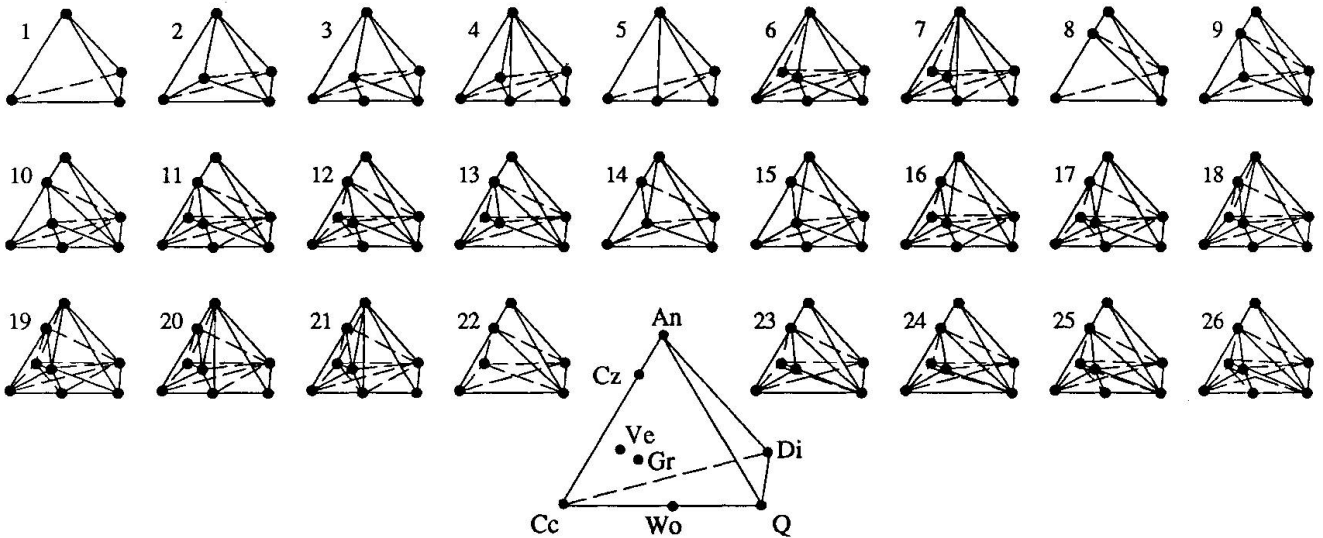


Abb. 6 Chemographische Darstellung der divarianten Felder unter der Berücksichtigung der Phasen An, Cc, Cz, Di, Gr, Q, Ve und Wo. Die Gr-Phase liegt auf der Mg-freien Vorderseite des Tetraeders, während sich die Ve-Phase im Innern des Körpers befindet. Die Numerierung entspricht der Abbildung 5. Nur ein Teilraum des Systems $\text{CaO}-(\text{Mg,Fe})\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ist als idealisiertes Tetraeder abgebildet. Die Anwesenheit eines gemischten $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Fluids wird angenommen. Jeweils vier Phasen koexistieren und sind mit Linien verbunden.

dern der Abbildung 5. Es koexistieren jeweils vier Phasen miteinander.

Aufgrund der komplexen Mineralchemie von Vesuvian existiert noch kein gesichertes $T-X_{\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2}$ -Phasendiagramm für das angesprochene System. GORDON und GREENWOOD (1971) veröffentlichten ein Phasendiagramm für $P_1 = 2$ kbar

Tab. 5 Stabile invariante Punkte und Reaktionen im System $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (siehe auch VALLEY et al., 1985).

$D = [\text{Cz, Ve}]$, $E = [\text{Q, Wo}]$, $F = [\text{Wo, Ve}]$, $G = [\text{An, Cz}]$,
 $H = [\text{An, Wo}]$

- (1) $\text{Gr} + \text{Q} = \text{An} + 2 \text{Wo}$
- (2) $\text{Cc} + \text{Q} = \text{Wo} + \text{CO}_2$
- (3) $4 \text{Cz} + \text{Q} = \text{Gr} + 5 \text{An} + 2 \text{H}_2\text{O}$
- (4) $2 \text{Cz} + \text{CO}_2 = 3 \text{An} + \text{Cc} + \text{H}_2\text{O}$
- (5) $2 \text{Cz} + 5 \text{Cc} + 3 \text{Q} = 3 \text{Gr} + 5 \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
- (6) $2 \text{Cc} + \text{An} + \text{Q} = \text{Gr} + 2 \text{CO}_2$
- (7) $\text{Cc} + \text{An} + \text{Wo} = \text{Gr} + \text{CO}_2$
- (8) $2 \text{Cz} + \text{Q} = \text{Wo} + 3 \text{An} + \text{H}_2\text{O}$
- (9) $2 \text{Cz} + 5 \text{Wo} = 3 \text{Gr} + 2 \text{Q} + \text{H}_2\text{O}$
- (10) $2 \text{Cz} + 2 \text{Cc} + 3 \text{Wo} = 3 \text{Gr} + 2 \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
- (11) $\text{Wo} + \text{Cz} = \text{Gr} + \text{An} + \text{H}_2\text{O}$
- (12) $2 \text{Ve} + 6 \text{Q} = 11 \text{Gr} + 4 \text{Di} + \text{Wo} + 9 \text{H}_2\text{O}$
- (13) $2 \text{Ve} + 5 \text{Q} + \text{CO}_2 = 11 \text{Gr} + 4 \text{Di} + \text{Cc} + 9 \text{H}_2\text{O}$
- (14) $2 \text{Ve} + 5 \text{Wo} + 6 \text{CO}_2 = 11 \text{Gr} + 4 \text{Di} + 6 \text{Cc} + 9 \text{H}_2\text{O}$
- (15) $3 \text{Ve} + 14 \text{CO}_2 = 9 \text{Gr} + 6 \text{Di} + 5 \text{Cz} + 14 \text{Cc} + 11 \text{H}_2\text{O}$
- (16) $5 \text{Ve} + \text{Cz} + 4 \text{Q} = 29 \text{Gr} + 10 \text{Di} + 23 \text{H}_2\text{O}$
- (17) $2 \text{Ve} + 11 \text{CO}_2 = 6 \text{Gr} + 4 \text{Di} + 5 \text{An} + 11 \text{Cc} + 9 \text{H}_2\text{O}$
- (18) $3 \text{Gr} + 2 \text{Di} + 11 \text{Cz} = 3 \text{Ves} + 14 \text{An} + \text{H}_2\text{O}$

ohne Vesuvian. Nach TROMMSDORFF (1968) ist der invariante Punkt $[\text{Cz, An}]$ stabil, was er aus mineralogisch-feldpetrographischen Kriterien und der Anwendung der Schreinemaker-Regeln ableitete (vgl. Abb. 5, 6 und Tab. 5). Einem von KERRICK et al. (1973) entwickelten und von HOVER-GRANATH et al. (1983) übernommenen schematischen Phasendiagramm widersprechen die Paragenesen einiger Proben (Ang 18, Buc 5, Pre 4,5,11, Wen 1). HOCELLA et al. (1982) bestimmten das Gleichgewicht $\text{MgVe} + \text{Q} = \text{Di} + \text{Gr} + \text{Wo} + \text{H}_2\text{O}$ im P-T-Raum experimentell. Bei 407°C und 2 kbar resultierte die univariante Paragenese. Die Reaktion $\text{MgVe} + \text{Q} = \text{Di} + \text{An} + \text{Wo} + \text{H}_2\text{O}$ erwies sich als metastabil. Basierend auf einer neu entwickelten Formel von Mg-Vesuvian, bisher bekannter Reaktionen ohne Vesuvian und unter Anwendung der Schreinemaker-Regeln entwickelten VALLEY et al. (1985) ein semiquantitatives Phasendiagramm. Dabei wurde deutlich, dass sich Vesuvian oder in noch stärkerem Masse die Paragenese Vesuvian-Wollastonit als Indikatoren einer sehr CO_2 -armen fluiden Phase eignen. LABOTKA et al. (1988) benutzten die gleiche Topologie und berechneten Vesuvian-abwesende Reaktionen mit Daten von RICE (1983) und Fugazitätskoeffizienten von KERRICK und JACOBS (1981). Ein etwas anderes Bild als bei LABOTKA et al. (1988) ergibt sich bei einem mit dem Computerprogramm Vertex (CONNOLLY, 1990) und unter Verwendung thermodynamischer Daten aus HOLLAND und POWELL (1985, 1990) berechneten Phasendiagramm (Abb. 5, Tab. 5). Einerseits sind grosse Unter-

schiede bezüglich der X_{CO_2} -Werte festzustellen, und andererseits sind auch topologisch kleine Abweichungen zu vermerken. Bei LABOTKA et al. (1988) liegt der invariante Punkt [Wo,Q] unterhalb und beim abgebildeten Beispiel (Abb. 5, Tab. 5) oberhalb der wollastonitbildenden Reaktion. Für beide Phasendiagramme lassen sich keine Widersprüche zu den hier beobachteten Mineralparagenesen finden (siehe Tab. A1). Weitere Topologien sind zudem durchaus denkbar. Je nach Quelle (Experimente, thermodynamische Datenbanken, Fugazitätskoeffizienten) erhalten die verschiedenen Autoren deutlich unterschiedliche Resultate, was wohl an der spärlichen Datenbasis von Vesuvian und (Clino)zoisit liegt. Weitere Komplikationen liefern verunreinigte Festphasen (z.B. Plagioklas, Vesuvian, Granat), auf welche KERRICK et al. (1973) aufmerksam machen, und eine mögliche Verunreinigung der fluiden Phase durch Salze (NaCl, KCl usw.). So ist offensichtlich, dass diese Diagramme, besonders aber ihre praktischen Anwendungen, mehr qualitativ denn quantitativ zu verstehen sind.

3.2. MINERALZONEN DER BUCHENSTEINERSCHICHTEN

Zwischen Kalkknollen und Peliten der Buchensteinerschichten entwickelten sich im Bereich des Casinei-Tonalits dicke metamorphe Mineralbänder. Die Abbildung 7 zeigt diese Mineralbänder im Übergangsbereich zwischen einer Kalkzone und dem pelitischen Hornfels. Körniger Calcit wird von einer schmalen, hellrosafarbenen Wollastonitzzone abgelöst. Darauf folgt ein braunrotes Granatband, eine hellgrüne Zone mit Diopsid und schliesslich eine dunkelgrüne Zone mit Tremolit. Die Grünfärbung entspricht einer Aktinolithkomponente, die in dieser Betrachtung vernachlässigt wird. Von der Calcitknolle zur Pelitzone sind folgende Paragenesen zu beobachten:

- (a) Cc
- (b) Cc-Wo
- (c) Wo
- (d) Wo-Q-Gr
- (e) Gr-Q-Di
- (f) Gr-Q-Di-An
- (g) Q-Di-An
- (h) Q-Di-An-Tr
- (i) Q-An-Tr-Kf

In der Tremolit-Zone sind reliktsch einige Biotite erhalten.

Anhand schematischer chemischer Potentialdiagramme kann die Abfolge dieser Mineralzonen erläutert werden (Abb. 8):

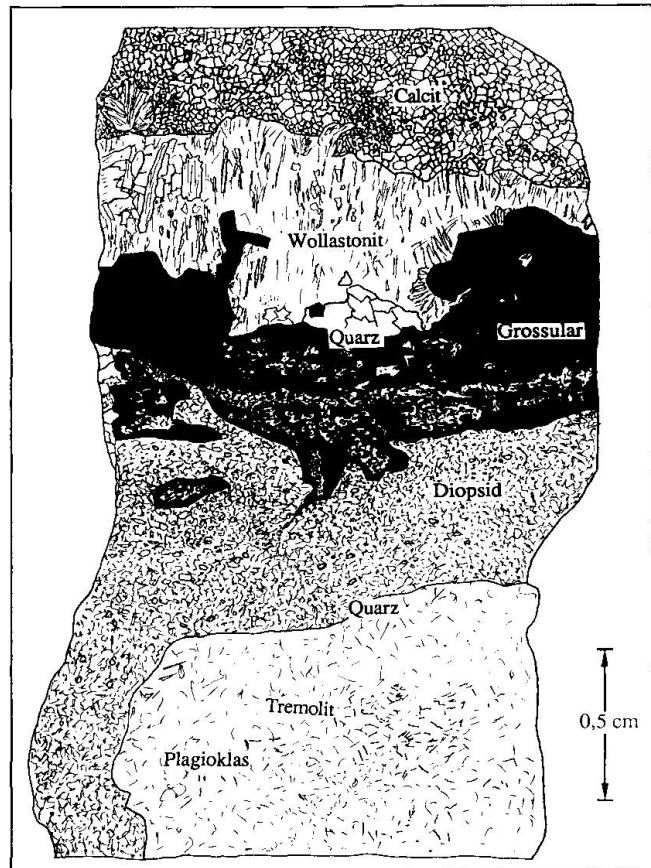


Abb. 7 Leicht schematisierte Zeichnung des Dünnschliffes der Probe Buc 1.

Ausgehend von der Calcitzone scheint das Potential von CaO kontinuierlich abzunehmen, während dasjenige von MgO und Al_2O_3 zunimmt. Mit dem Erscheinen von Quarz in der Granatzone ist die fluide Phase an SiO_2 gesättigt.

Anstelle dieser schematischen Darstellungen könnten auch absolute Aktivitätsdiagramme, wie sie von BOWERS et al. (1984) zusammengestellt wurden, verwendet und so die Aktivitäten der verschiedenen Spezies (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , $\text{SiO}_2\text{aq.}$) in der Lösung erfasst werden. Diese Diagramme liefern allerdings keine Information über den Bildungsmechanismus dieser Mineralzonen. Theoretisch kann ein kontinuierlicher Konzentrationsgradient schon vor der Metamorphose bestanden haben. Unmetamorphe Proben der Buchensteinerformation zeigen aber deutliche Sprünge in der chemischen Zusammensetzung zwischen Karbonat- und Pelitzone. Daher ist anzunehmen, dass die Diffusion gelöster Ionen in einer wasserreichen fluiden Phase, welche dem Casinei-Tonalit entstammt, die Bildung der Mineralzonen ermöglichte (Bimetasomatose).

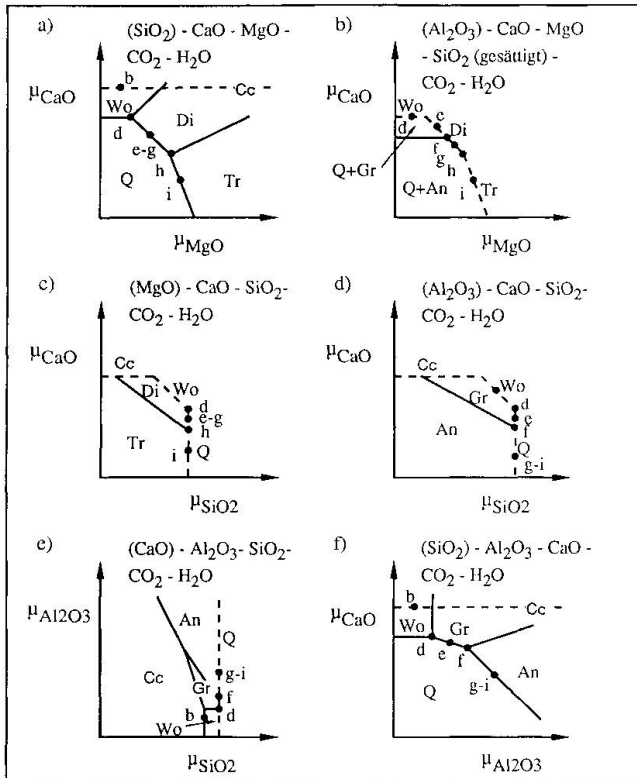


Abb. 8 Schematische chemische Potentialdiagramme ($P, T = \text{const.}$). Gestrichelt sind die Sättigungsgrenzen verschiedener Mineralien. Die Abbildungen a) und f) zeigen mit SiO_2 , die Abbildungen b) und d) mit Al_2O_3 , die Abbildung c) mit MgO und die Abbildung e) mit CaO ausbalancierte Gleichgewichte. Mit den Buchstaben a bis i sind die relativen Positionen der verschiedenen Mineralparagenesen der Probe Buc 1 eingetragen. Siehe Text für entsprechende Paragenesen.

4. Kontaktmetamorphose pelitischer Gesteine

Pelitisches Gesteinschemismen beschränken sich auf die (a) nur wenige Zentimeter mächtigen Tufflagen in der Buchensteinerformation, die ihrer Farbe entsprechend als «pietra-verde» bezeichnet werden, und (b) gewisse Gesteine der Wengenerformation.

Die grünen Pelite der Buchensteinerformation sind unter metamorphem Einfluss zunächst dunkelrot bis violett gefärbt und sind als Hornfelse zu bezeichnen. Feine, frisch gewachsene Biotitnadeln verleihen dem metamorphen Gestein die dunkelrote Farbe. In unmittelbarer Nähe zu den Intrusiva sind die «pietra-verde» als Fleckschiefer ausgebildet. Olivgrüne Cordieritflecken mit weissen, an Biotit verarmten Hüllen stecken in violetter, biotithaltiger Hornfelsmatrix.

Ähnliche, wenn nicht gleiche Paragenesen und Bildungsreaktionen, wie sie von RIKLIN (1983 a, b)

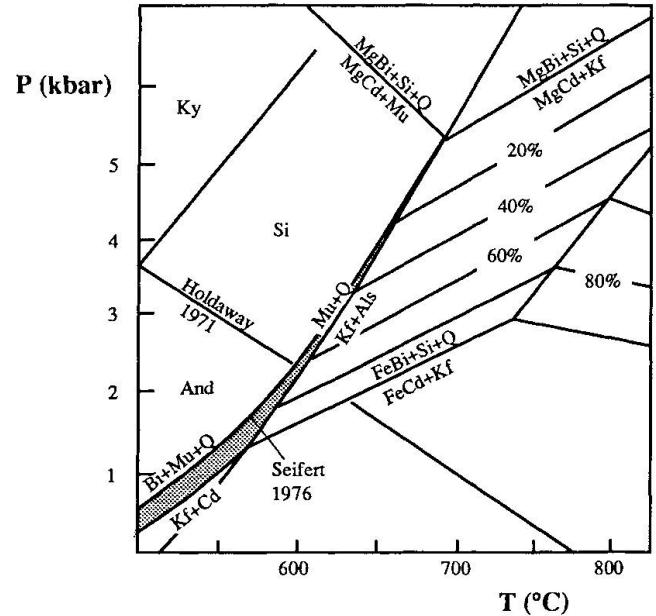


Abb. 9 Phasendiagramm von HOLDAWAY und LEE (1977), ergänzt durch die Reaktion $\text{Ph} + \text{Mu} + \text{Q} = \text{Kf} + \text{Cd} + \text{H}_2\text{O}$ von SEIFERT (1976) und dem Phasendiagramm der Alumosilikate von HOLDAWAY (1971). Die %-Zahlen entsprechen dem Gehalt von Eisen-Cordierit.

für die permischen Sandsteine im Adamello-massiv postuliert worden sind, scheinen auch in den «pietra-verde»-Gesteinen vorzuliegen. Das Erstauftreten von metamorphem Biotit in ca. 2 km Entfernung vom Kontakt kann aufgrund fehlender Aufschlüsse der Buchensteinerschichten nicht belegt werden.

Cordierit tritt bedingt durch die chemische Zusammensetzung der Ton- und Sandsteine erst kontaktnah bei hohen Temperaturen auf. Die Proben Buc 30, 31 enthalten die Paragenese einer kontinuierlichen Bildungsreaktion von Cordierit ($\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q} = \text{Kf} + \text{Cd} + \text{H}_2\text{O}$). Die Abbildung 9 zeigt ein von HOLDAWAY und LEE (1977) konstruiertes Phasendiagramm, dem die Alumosilikatreaktionen von HOLDAWAY (1971) und eine cordieritbildende Mg-Endgliedreaktion, deren Lage SEIFERT (1976) experimentell bestimmt hat, hinzugefügt worden sind. Anhand der von HOLDAWAY und LEE (1977) berechneten Verschiebung der gekoppelten Reaktion $\text{Cd} + \text{Kf} + \text{H}_2\text{O} = \text{Bi} + \text{Si} + \text{Q}$ für Fe^{2+} -haltige Phasen kann ersehen werden, dass sich die Lage der Reaktion $\text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q} = \text{Kf} + \text{Cd} + \text{H}_2\text{O}$ im P-T-Diagramm durch Fe^{2+} -haltige Phasen nur unwesentlich verändert. Die Paragenese Andalusit-Kalifeldspat wurde nur in der kontaktnahen Probe Buc 33 gefunden. Diese Paragenese eignet sich als Maximaldruckindikator mit der Einschränkung, dass dem Pha-

sendiagramm der Alumosilikate nach wie vor ein Fehler anhaftet und verunreinigter Muskovit, Na-haltiger Kalifeldspat oder vor allem eine erniedrigte H_2O -Aktivität die Lage der diskontinuierlichen Reaktion beeinflussen. Berücksichtigt man zusätzlich aus der Cc-Do-Thermometrie erhaltene Kontakttemperaturen von $600\text{ }^\circ\text{C}$, ist ein Druck von ca. 2 kbar plausibel.

5. Interpretation der Isogradenkarte

Auf der Isogradenkarte (Tafel 1) sind acht Isograden des Systems kieseliger Dolomite von unterschiedlichem Aussagewert eingezeichnet. Das erste Auftreten von Phlogopit, welches durch die Isograde der Reaktion (P) erfasst wurde, begrenzt die kartierte Kontaktaureole gegen aussen. Das erste Auftreten von Diopsid (Isograde der Reaktion 6) bildet die Grenze zwischen der äusseren und der inneren Aureole. Beides sind relativ gute Temperatur-Indikatoren: Die Phlogopit-Isograde repräsentiert eine Temperatur von $T \approx 360\text{--}400\text{ }^\circ\text{C}$, die Isograde der Reaktion 6) eine Temperatur von $T \approx 500\text{--}530\text{ }^\circ\text{C}$. Weitere Temperatur-Indikatoren sind die Isograden der Reaktionen 2), 3), 4), 11) und 13) (Tab. 1, Abb. 1). Die Isograde der Reaktion 7) zeigt hohe X_{CO_2} -Gehalte ($X_{CO_2} > 0,58$) (Abb. 1) innerhalb der inneren Kontaktaureole an.

Die Phlogopit-Isograde hat über einen grossen Bereich eine Kontaktentfernung von 1000–1300 m, östlich des M^{te} Rema ist sie jedoch ~ 2500 m entfernt, was auf eine im Untergrund verborgene Apophyse in dieser Gegend hindeutet. Es ist aber zu bemerken, dass bei Temperaturen um $400\text{ }^\circ\text{C}$ das Temperatur-Profil sehr flach ist, d.h. kleine Temperaturunterschiede repräsentieren grosse Distanzen. Die übrigen temperaturanzeigenden Isograden (Abb. 1) zeigen auffällige Abweichungen der Entfernung zum Intrusionskontakt: Bei der C^{ma} di Bondolo ist die Distanz am kleinsten, was wir durch eine sehr steil einfallende Kontaktfläche interpretieren, wie das auch an einem Aufschluss westlich der C^{ma} di Bondolo dokumentiert ist. Beim M^{te} Rema wird die Kontaktentfernung der Isograden wesentlich grösser, und dieser Bereich ist zudem durch Apophysen der Bruffione-Intrusion gekennzeichnet. Diesen Sachverhalt interpretieren wir durch eine flach nach aussen fallende Kontaktfläche oder eine im Untergrund verborgene Apophyse, weil die jüngere Tonalit-Intrusion am Lago di Casinei allein zu wenig Wärme liefern würde, um die Isograden so weit nach aussen zu verschieben.

Die Isograde der Reaktion 7) hat einen auf den ersten Blick verwirrenden Verlauf; doch wie

Abbildung 1 verdeutlicht, sind bei Temperaturen von $550\text{--}590\text{ }^\circ\text{C}$, d.h. im Bereich des invarianten Punktes (C), die Felder V–VIII nur durch geringe X_{CO_2} -Differenzen getrennt. Diese Isograde zeigt also lediglich X_{CO_2} -Unterschiede bei hohen Temperaturen an.

Im Gebiet um den Lago di Casinei ist neben der Bruffione-Intrusion auch ein kleiner Tonalitstock (Casinei-Tonalit) für die Metamorphose von Bedeutung. Rund um diesen Tonalitstock belegen Mineralneubildungen, die auf tiefe X_{CO_2} -Werte hinweisen, die Abgabe wasserreicher Fluids. Das bestätigen synmetamorphe Adern, brekzierte Gesteine der Prezzoformation und die beschriebenen metasomatischen Mineralzonen der Buchensteinerformation in der Umgebung des Casinei-Stockes. Inmitten der tonalitischen Aufschlüsse befindet sich zudem brekziertes Gestein mit dolomitischen Bruchstücken und Matrixmineralien (z.B. Antigorit), die sehr tiefe X_{CO_2} -Werte anzeigen (Abb. 1). Nach BRACK (1984) entstammen diese Kollapsbrekzien der stratigraphisch höher liegenden Hauptdolomitformation.

Die Wollastonit-, Granat- und Clinozoisitograden, die das Erstauftreten dieser Minerale bezeichnen, laufen oft gemeinsam oder liegen zumindest sehr nahe beieinander. Ihr Verlauf wird weitgehend von der Zusammensetzung der fluiden Phase bestimmt, was besonders nördlich des Casinei-Tonalits zur Geltung kommt. Sie begrenzen eine äussere gesteinsintern gepufferte und eine innere mit magmatischem Fluid kommunizierende metamorphe Zone. Für die schlauchartige Ausbuchtung der Wollastonit- und Granatograden nördöstlich des Lago di Casinei kommen folgende Ursachen in Frage: (a) Fluidfluss aus dem Casinei-Tonalitstock und Fremdwärme des Bruffione-Plutons. Die Permeabilität scheint für die Anordnung der Isograden, welche in dieser Zone streng der Geometrie der Stratigraphie folgen, verantwortlich zu sein. (b) Primärer oder intern entwickelter X_{CO_2} -Gehalt der Sedimente (hoch im Karbonat der Buchensteinerschichten und tief im Mergel der Prezzoformation). (c) Fortsetzung des Casinei-Tonalits im Untergrund. (d) Anisotropes Verhalten der Sedimente bezüglich der thermischen Leitfähigkeit.

Die beobachteten Phänomene lassen sich mit folgendem Szenario erklären: Zuerst erfolgte die Intrusion des Bruffionekörpers und darauf die Bildung von diopsidhaltigen Gesteinen (Buc 7, 17 usw.), welche relativ CO_2 -reiche Verhältnisse anzeigen. Der Fluidfluss vermindert sich nach der Kristallisation des Bruffionemagmas sehr rasch (LABOTKA et al., 1988), so dass beim Erreichen der Temperaturmaxima nur mehr geringe Quantität

ten an Fluid magmatischen Ursprungs das Sediment durchflossen. Während die Sedimente noch vom Bruffionepluton aufgeheizt wurden, intrudierte der kleine Tonalitstock. Bei der Kristallisation der tonalitischen Schmelze erfolgte die Abgabe von wasserreichen Fluids, welche die beschriebenen Mineralneubildungen hervorrief und für den geschwungenen Verlauf der Isograden verantwortlich ist. Der Fluiddruck übertraf teilweise die lithostatische Auflast und die Zugfestigkeit des Gesteins, so dass sich Brüche entwickeln konnten, worauf synmetamorphe Adern und Brekzien hinweisen. Möglicherweise sind gerade die Dachpartien des Casinei-Tonalits aufgeschlossen, was die von magmatischem Gestein umgebene Kollapsbrekzie bestätigen könnte. LABOTKA et al. (1988) glauben, dass die grösste Menge fluider Phase über das Dach einer Intrusion entweichen muss. Der Wärmebeitrag des Casinei-Tonalits dürfte nur sehr lokal von Bedeutung gewesen sein.

6. Schlussfolgerungen

1) Es war möglich, kontaktmetamorphe kieselige Dolomite in Kombination mit Calcit-Dolomit-Thermometrie als Temperaturindikatoren zu verwenden und daraus ein Temperaturprofil mit einer Kontakttemperatur von 600 °C zu konstruieren.

2) Ein eindimensionales Wärmemodell als erste Annäherung genügte im Fall der Bruffione-Intrusion dem konstruierten Temperaturprofil und den mineralkinetischen Berechnungen.

3) Die Korngrössenanalyse von reinen Dolomitmarmoren war als alternative Methode zu Laborexperimenten brauchbar zur Bestimmung der Aktivierungsenergie für Korngrenzendiffusion: $Q = 212 \text{ kJ/mol}$.

4) Während der Platznahme der Bruffione-Intrusion betrug die lithostatische Auflast ca. 2 kbar, was aus Metapelitparagenesen hervorgeht.

5) Die T- X_{CO_2} -Phasendiagramme für mergelige Gesteine von HOVER-GRANATH et al. (1983) und von KERRICK et al. (1973) widersprechen den natürlichen Proben, welche in dieser Arbeit diskutiert wurden.

6) Bei bekannten Druckverhältnissen liefern Mineralparagenesen von metamorphen Mergeln, insbesondere bei H_2O -reichen Verhältnissen, detaillierte Informationen über Temperaturbedingungen und Fluidzusammensetzungen.

7) In Kontaktaureolen können Zonen mit gesteinsintern gepufferten und von extern zugeführ-

ten Fluidzusammensetzungen gleichzeitig ausgebildet sein.

Verdankungen

A.B. Thompson und P. Ulmer haben unsere Diplomarbeiten betreut und dieses Manuskript durchgesehen, P. Ulmer hat die benötigten Messungen an der Mikrosonde durchgeführt und E. Reusser das Computerprogramm zur Wärmemodellierung entwickelt. Ihnen und allen anderen, die uns geholfen haben, möchten wir herzlich danken.

Literaturverzeichnis

- ANOVITZ, L.M. und ESSENE, E.J. (1986): Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$. *Jour. of Petrol.*, Vol. 28, Part 2, pp. 389–414, 1987.
- ASSERTO, R. und CASATI, P. (1966): Il «Verrucano» nelle Prealpi Lombarde, *Atti Symp. Verrucano (Pisa Settembre 1965)*. *Soc. Toscana Sci. Nat. Pisa*, p. 247–265.
- BIACHI, A., CALLEGARI, E. und JOBSTRAIBIZER, P.G. (1970): I tipi petrografici fondamentali del Plutone dell'Adamello. Tonaliti-Quarzdiortiti-Granodioriti e loro varietà leucocrate. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 27, 1–146.
- BOWERS, T.S., JACKSON, K.J. und HELGESON, H.C. (1984): *Equilibrium activity diagrams*. Springer Verlag.
- BRACK, P. (1984): *Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Südwest-Adamello (Norditalien)*. Dissertation ETH Zürich Nr. 7612.
- CALLEGARI, E. (1983): Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 31–37.
- CARLSLAW, H.S. und JAEGER, J.C. (1959): *Conduction of heat in solids (2nd Edition)*. Oxford University Press, Walton Street, Oxford OX2 6DP.
- CONNOLLY, J.A.D. (1990): Multivariable phase diagrams an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. Jour. Sci.*, 290, 666–718.
- DALY, R.A., MANGER, G.E. und CLARK, S.P. (1966): *Density of rocks. Handbook of physical constants*, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 97, 20.
- EUGSTER, H.P. und SKIPPEN, G.B. (1967): Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria. In ABELSON, P.H., ed. *Researches in Geochemistry*, Vol. 2, John Wiley & Sons, New York.
- GORDON, T.M. und GREENWOOD, H.J. (1971): The stability of grossularite in $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ -mixtures. *The American Mineralogist*, 56, 1674–1688.
- GRADE, A.A. (1977): Calcite-dolomite thermometry: Negative evidence from the Marmorilik formation, West Greenland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 62, 265–270.
- HANSMANN, W. (1986): U-Pb-Datierungen an Zirkonen und Thoriten aus einer magmatischen Gesteinsuite am Beispiel des südlichen Adamello (Norditalien). Dissertation ETH Zürich Nr. 8077.
- HOCELLA, M.F., LIU, J.G., KESKINEN, M.J. und KIM, H.S. (1982): Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. *Economic Geology*, 77, 798–808.
- HOISCH, T. (1985): The solid solution chemistry of vesuvianite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 89, 205–214.

- HOLDWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97–131.
- HOLDWAY, M.J. und SANG MAN LEE (1977): Fe–Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 175–198.
- HOLLAND, T. und POWELL, R. (1985): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: Data and results. *Jour. Metamorphic. Petrol.*, 3, 343–370.
- HOLLAND, T. und POWELL, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O - Na_2O - CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - CO_2 - H_2 - O_2$. *Jour. Metamorphic Geol.*, 8, 89–124.
- HOVER-GRANATH, V.C., PAPIKE, J.J. und LABOTKA, T.C. (1983): The Notch Peak contact metamorphic aureole, Utah: Petrology of the Big Horse limestone member of the Orr Formation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 889–906.
- JOESTEN, R. (1983): Grain growth and grain-boundary diffusion in quartz from Christmas Mountains (Texas) contact aureole. *Am. Jour. of Sci.*, Vol. 283-A, 1983, p. 233–254.
- JONES, K.A., WOLFE, M.J. und GALWEY, A.K. (1975): A theoretical consideration of the kinetics of calcite recrystallization produced by two basalt dykes in Co. Antrim, Northern Ireland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 51, 283–296.
- KERRICK, D.M., CRAWFORD, K.F. und RANDAZZO, A.F. (1973): Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California. *J. of Petrology*, 114, 303–325.
- KERRICK, D.M. und JACOBS, G.K. (1981): A modified Redlich-Kwong equation for H_2O , CO_2 and H_2O-CO_2 mixtures at elevated pressures and temperatures. *Am. J. of Sci.*, 281, 735–768.
- LABOTKA, T.C., NABELEK, P.I. und PAPIKE, J.J. (1988): Fluid infiltration through the Big Horse Limestone Member in the Notch Peak contact-metamorphic aureole, Utah. *Am. Mineral.*, 73, 1302–1324.
- MATILE, L. (1991): Kontaktmetamorphose kieseliges Dolomitgesteine und Wärmemodell, sowie Geochemie der Bruffione-Intrusion (Süd-Adamello). Diplomarbeit an der Universität Zürich.
- METZ, P. (1976): Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites III. Equilibrium data for the reaction: 1 tremolite + 11 dolomite = 8 forsterite + 13 calcite + 9 CO_2 + 1 H_2O for the total pressure of 3000 and 5000 bars. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, 137–148.
- OLGAARD, D.L. und EVANS, B. (1986): Effect of second-phase particles on grain growth in calcite. *Comm. Amer. Ceram. Soc.*, 69, C-272–C-277.
- OLGAARD, D.L. (1989): The role of second phase in localizing deformation. *J. Geol. Soc., Spec. Vol.* from Leeds Conference 1989: "Deformation mechanisms, rheology and tectonics".
- PEACOCK, S.M. (1989): User's manual for fortran programs simulating contact and regional metamorphism. 28th international geological congress short course "Metamorphic pressure-temperature-time paths" by SPEAR, F.S. and PEACOCK, S.M., Washington D.C. (1989).
- RICE, J. (1983): Metamorphism of rodingites: Part 1. Phase relations in a portion of the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$; *American Journal of Science*, 283-A, 121–150.
- RIKLIN, K.A. (1983a): Kontaktmetamorphose permischer Sandsteine im Adamello-Massiv (Norditalien). Dissertation ETH Zürich Nr. 7415.
- RIKLIN, K.A. (1983b): Contact metamorphism of the Permian "Red Sandstones" in the Adamello area. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 159–169.
- ROBINSON, D. (1971): The inhibiting effect of organic carbon on contact metamorphic recrystallization of limestones. *Contr. Mineral. Petrol.*, 32, 245–250.
- SCHÄRLI, U. (1980): Methodische Grundlagen zur Erstellung eines Wärmeleitfähigkeitskatalogs schweizerischer Gesteine. Diplomarbeit am Institut für Geophysik der ETH Zürich.
- SCHWARZ, H.R. (1984): Methode der finiten Elemente: Eine Einführung unter besonderer Berücksichtigung der Rechenpraxis. B.G. Teubner, Stuttgart.
- SEIFERT, F. (1976): Stability of the assemblage cordierite + Kfeldspar + quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 179–185.
- SKIPPEN, G. und TROMMSDORFF, V. (1986): The influence of NaCl and KCl on phase relations in metamorphosed carbonate rocks. *Am. Jour. Sci.*, 286, 81–104.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press, 350 p.
- TROMMSDORFF, V. (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48, 655–666.
- TROMMSDORFF, V. und CONNOLLY, J.A.D. (1990): Constraints on phase diagram topology for the system $CaO-MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 104, 1–7.
- TULLIS, J. und YUND, R.A. (1982): Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. *Jour. Geology*, 90, 301–318.
- ULMER, P., CALLEGARI, E. und SONDEREGGER, U.C. (1983): Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith (Northern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 171–222.
- VALLEY, J.W., PEACOR, D.R., BOWMAN, J.R., ESSENE, E.J. und ALLARD, M.J. (1985): Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications of phase equilibria in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Jour. Metamorphic. Geol.*, 3, 137–153.
- WIDMER, T. (1991): Kontaktmetamorphose mergeliger und pelitischer Sedimente am Südostrand der Bruffione-Intrusion rund um den Lago di Casinei (Süd-Adamello). Diplomarbeit an der Universität Zürich.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks* (fifth edition). Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- YUI, S. (1968): Results of equilibrium calculations on the reaction between graphite and an H_2O-CO_2 fluid at 300–500 °C and 100–2000 bars, and its implication to relict graphite in pyrometamorphic ore deposits. *J. Mining Col. Akita Univ. Ser. A.*, 4, 29–39.

Manuskript eingegangen 1. August 1992, überarbeitetes Manuskript angenommen 7. Januar 1993.

Anhang 1 *Tab. A1* Zusammenfassung der Paragenesen und deren Interpretation bezüglich der Phasendiagramme (Abb. 1 und 5); römische Zahlen beziehen sich auf Felder in Abbildung 1, arabische Zahlen stehen für Felder in den Chemographien (Abb. 5 und 6), K und P bezeichnen die kritischen Paragenesen Kf-Do resp. Ph-Cc. Die Probenbezeichnung bezieht sich auf die Isogradenkarte Tafel 1.

Probe	Paragenese	Interpretation	Probe	Paragenese	Interpretation
Ang 1,2,3,4 6,11,14	Cc-(Do)-Ph Sc ± Kf, Pl	P	Buc 3	Cc-Di-Gr-Pl-Q	[6]
Ang 5,8,12	Cc-(Do)-Ph	P	Buc 4	Di-Gr-Q-Wo	3,6,10-12,15-19
Ang 7	Cc-Do-Tr Cc-Ph	IV, V P	Buc 5,13,14	Di-Gr-Q-Wo Cz-Di-Gr-Q Cc-Di-Gr-Wo	11,12
Ang 13	Cc-Tr Cc-Kf-Ph	III, IV P	Buc 6	Di-Pl-Q-Wo	4,5,7,20,21
Ang 15	Cc-Q-Tr	III, IV	Buc 7	Cc-Di-Pl Cc-M-Q-Sc Di-Pl-Q-Sc	1
Ang 9	Cc-Di-Tr Cc-Ph	V, VI P	Buc 8	a) Di-Pl-Q b) Cz-Di-Gr-Q	a) 1 b) 9-13,24,25
Ang 10,16	Cc-Di-Tr Cc-Ph ± Sc	V, VI P	Buc 9,10, 12,17,19,20	Cc-Di-Pl-Q	1
Ang 17	a) Di-Gr-Pl-Wo Di-Pl-Q-Wo b) Cc-Di-Gr-Sc c) Cc-Di-Pl	a) 4,7,20 b) 2,3,4	Buc 11	Cc-Di-Gr-Wo Di-Gr-Q-Wo Di-Q-Wo	3,6,10,11,15, 16,18 10,11,12,25,26
Ang 18	a) Cc-Di-Gr-Q Cc-Di-Gr-Pl Di-Gr-Pl-Q b) Cc-Cz-Gr-Ve Cc-Di-Gr-Ve Cc-Cz-Di-Ve Cz-Di-Gr-Ve	a) 2 (Bruchstücke) b) 11,13,16 (Matrix)	Buc 15,16, 21,22	Cz-Di-Q-(Pl) Cc-Di-Wo (Cc-Cz-Di) Cc-Di-Gr-Q Cc-Di-Q	2,9,13,14 1
Ang 19	Cc-Di-Pl-Q-Sc	An + Cc = Sc V-VIII	Buc 18 Buc 26 Buc 27	Pl,Kf,Q,Cc,Bi, Gesteinsbruchstücke Bi-Mu-Kf-Q	unmetamorph
Ang 20,23	Cc-Di-Q	1, VI-VIII	Buc 28,34, 35		
Ang 21,22	Cc-Di-Q-Sc (Di-Pl-Q-Sc)	1, VI-VIII	Buc 30,31 Buc 29,32 Buc 33	Bi-Cd-Kf-Mu-Q Bi Cd-Kf4 And Cd-Kf-Q Bi Cd-Kf-Q	
Ang 24,25	Cc-Di-Gr-Sc Cz-Sc	3 Sc > Cz	Dpr 1	Cc-Do-Fo At-Cc-Fo	VI, VIII
Bov 1	Cc-Do-Q Cc-Do-Kf Cc-Do-Ph	I K P	Dpr 2	Di-Cc Cc-Di-Tr At-Cc-Di	VI-VIII V, VI
Bov 4,6	Cc-Do-Q Do-Kf	I K	Dpr 3	Cc-Ph	P
Bov 2,3,5, 7,8	Cc-Do-Q Cc-Do-Ph	I P	Dpr 4 Dpr 6	Cc-Di-Do Cc-Do-Tr Cc-Do-Ph	VII IV, V P
Bre 1	Cc-Do-Tr Cc-Do-Ph	III, IV P	Dpr 7	Cc-Do-Fo Cc-Di-Do	VI, VIII VII
Bre 2	Cc-Di-Q	V-VIII	Dpr 8	Cc-Do-Fo M-Cc	VI, VIII V-VIII
Bre 6	Cc-Di-Tr	V, VI (VII > V)	Dpr 9.2	Cc-Do-Fo	VI, VIII
Bre 7,8	Cc-Di-Tr Cc-Do-Tr	V, VI (VII > V) V, VI	Dpr 9.3	Cc-Do-Fo Cc-Di-Fo	VI, VIII VIII
Bre 9	Cc-Di-Fo At-Cc-Di At-Cc-Fo	VIII		At-Cc-Fo Sp, Ph, Pl	
Buc 1	Cc-Di-Gr-Wo Di-Gr-Q-Wo Di-Gr-Pl-Q	3,15	Dpr 11	Cc-Do-Fo At-Cc-Di At-Cc-Fo	VI, VIII
Buc 2	Cc-Cz-Di-Gr-Pl-Q Cc-Di-Pl-Q	F 1		At-Cc-Do	

Anhang 1 (Fortsetzung)

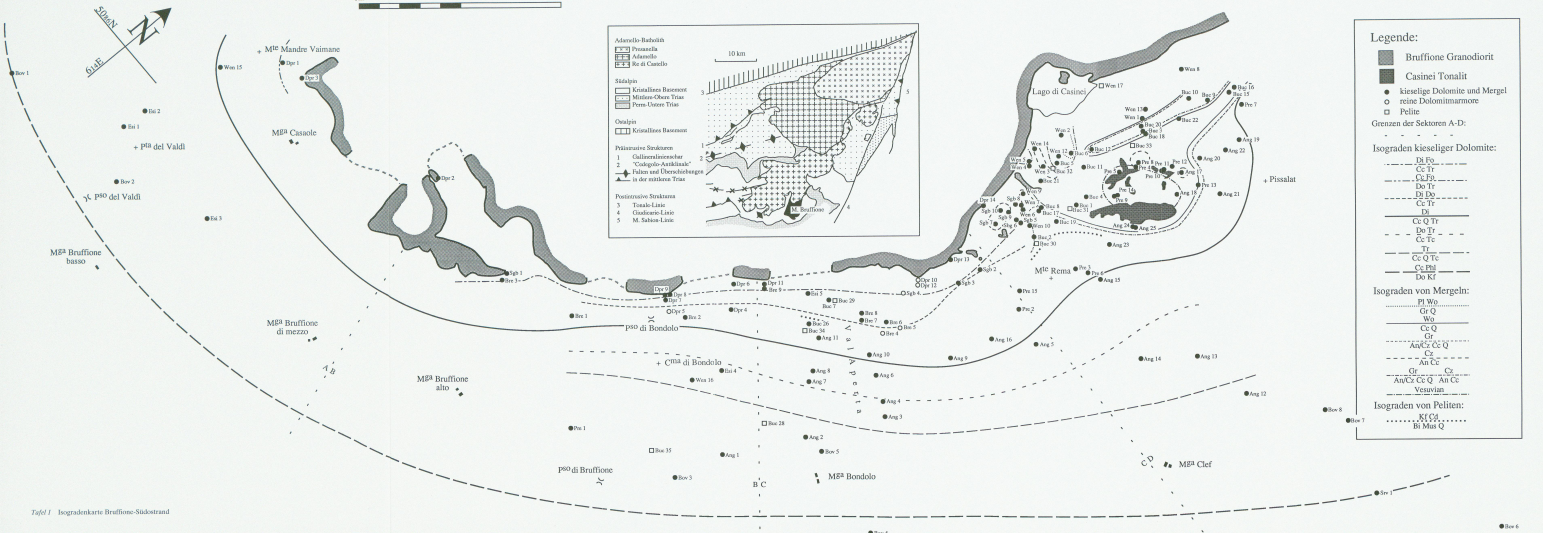
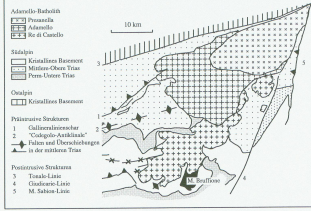
Probe	Paragenese	Interpretation	Probe	Paragenese	Interpretation
Dpr 13	Cc-Fo At-Cc-Fo	VI, VIII	Sgb 5	Cc-Do-Fo Cc-Di	VI, VIII V-VIII
Dpr 14	At-Cc-Do Cc-Do-(Fo)	(VI, VIII)	Sgb 6 Sgb 7	Cc-Di-Fo Cc-Di	VIII V-VIII
Esi 1, 2	Cc-(Do)-Ph	P		Cc-Do-Tr	IV, V
Esi 3	Cc-Do-Q Cc-Do-Ph	I P	Sgb 8.1	Cc-Di-Q Cc-Di-Tr	V-VIII V, VI
Esi 4	Cc-Tc-Tr Cc-Do-Ph	III P	Sgb 8.2	Cc-Di Cc-Do-Fo	V-VIII VI, VIII
Esi 5	Cc-Di-Do Cc-Di-Tr	VII V, VI (VII > V)	Sgb 8.3	At-Cc-Di Cc-Do-Fo	VI, VIII VIII
Pre 1	Cc-Do-Q	I		Cc-Di-Fo	V, VI (VII > V)
Pre 2	Cc-Di Cc-Kf-Ph	V-VIII P	Sgb 9, 2,10 Sgb 9.1	Cc-Di-Tr Di-Cc	V-VIII V, VI (VII > V)
Pre 3	Cc-Di-Tr Cc-Ph	V, VI P		Cc-Di-Tr At-Cc-Di	
Pre 4	Cc-Cz-Di-Gr-P-Ve	E	Srv 1	Cc-Do-Q	I
Pre 5	Cc-Di-Gr-Ve Cz-Di-Gr-Ve	11,13,16		Cc-Do-Kf Cc-Do-Ph	K P
Pre 6	Cc-Di-Q	1, V-VIII	Wen 1	Cz-Di-Gr-PI-Q	[3]
Pre 7	Cc-Q-Tr-Pl	III, IV	Wen2	Cc-Di-Gr-Ve	6,7,11,13,16, 18,20
Pre 8	Cc-Cz-Di-Gr-PI	[4]			3
Pre 9,12,14	Cc-Di-Gr-Wo	3,4,6,7,10,15, 16,18,20	Wen 3	Cc-Di-Gr-Q Cc-Di-Gr-PI	
Pre 10	a) Di-Gr-PI b) Cz-Di-Gr-Pl	a) b) 14,15		Di-Gr-PI-Q Cz-Cc-Adem	tieferes X (CO ₂) 14,15
Pre 11	a) Cc-Di-Gr-PI b) Cc-Cz-Di-Gr	a) 2,3,4 b) 9,10,14,15	Wen4	Cc-Cz-Di-Gr Di-Gr-PI	
Pre 13	Cc-Di-Gr-Q-Wo	[2]	Wen 5	Di-Gr-Q	14,15,16,17
Pre 15	Cc-Di-Q-Pl	1		Cz-Di-Gr Di-Gr-Ve	
Sgb 1	Cc-Di-Fo Cc-Di-Tr At-Cc-Di At-Cc-Fo	VIII V, VI (VII > V)	Wen 6,7,10	Cc-Di-Gr-(Q) Cz-Di-Gr-PI (Di-Gr-PI-Q)	14
Sgb 2	Cc-(Do)-Ph	P	Wen 8,9	Cc-Di-Sc	
Sgb 3.1	Cc-Do-Tr Cc-Do-Fo Cc-Di-Do At-Cc-Fo At-Cc-Do Sp,Chl,Ph	IV, V VI, VIII VII	Wen 12 Wen 13 Wen 14 Wen 15	Di-Gr-PI-Q Cc-Di-Gr-Wo Cc-Di-Gr-PI Cc-Di-Q	2,3,6,14-19 3,6,7,10,11,15, 16,18,20 2,3,4 V-VIII
Sgb 3.2	Cc-Chl-Do-Pa Cc-Do-Ph	P	Wen 16 Wen 17	Cc(Do)-Ph, Sc Bi-Cd-Kf-Q Co-Kf-Mu-Q	P

Anhang 2 Verwendete Abkürzungen von Mineralnamen.

An	Anorthit	Cd	Cordierit	Kf	Kalifeldspat	Sc	Skapolith
And	Andalusit	Cz	Clinozoisit	Ky	Disthen	Si	Sillimanit
Als	And, Ky, Si	Di	Diopsid	Mu	Muskovit	Sp	Spinell
At	Antigorit	Do	Dolomit	Pa	Pargasit	Tc	Talc
Bi	Biotit	Fo	Forsterit	Ph	Phlogopit	Tr	Tremolit
Cc	Calcit	G	Graphit	Pl	Plagioklas	Ve	Vesuvian
Chl	Chlorit	Gr	Grossular	Q	Quarz	Wo	Wollastonit

Leere Seite
Blank page
Page vide

0m 500m 1000m



- Legende:**
- Bruffione Granodiorit
 - kieselige Dolomite und Mergel
 - reine Dolomitmarne
 - Pelite
- Grenzen der Sektoren A-D:
- D₀ D₁
 - D₁ D₂
 - D₂ D₃
 - D₃ D₄
 - D₄ D₅
 - D₅ D₆
 - D₆ D₇
 - D₇ D₈
 - D₈ D₉
 - D₉ D₁₀
 - D₁₀ D₁₁
 - D₁₁ D₁₂
 - D₁₂ D₁₃
 - D₁₃ D₁₄
 - D₁₄ D₁₅
 - D₁₅ D₁₆
 - D₁₆ D₁₇
 - D₁₇ D₁₈
 - D₁₈ D₁₉
 - D₁₉ D₂₀
 - D₂₀ D₂₁
 - D₂₁ D₂₂
 - D₂₂ D₂₃
 - D₂₃ D₂₄
 - D₂₄ D₂₅
 - D₂₅ D₂₆
 - D₂₆ D₂₇
 - D₂₇ D₂₈
 - D₂₈ D₂₉
 - D₂₉ D₃₀
 - D₃₀ D₃₁
 - D₃₁ D₃₂
 - D₃₂ D₃₃
 - D₃₃ D₃₄
 - D₃₄ D₃₅
 - D₃₅ D₃₆
 - D₃₆ D₃₇
 - D₃₇ D₃₈
 - D₃₈ D₃₉
 - D₃₉ D₄₀
 - D₄₀ D₄₁
 - D₄₁ D₄₂
 - D₄₂ D₄₃
 - D₄₃ D₄₄
 - D₄₄ D₄₅
 - D₄₅ D₄₆
 - D₄₆ D₄₇
 - D₄₇ D₄₈
 - D₄₈ D₄₉
 - D₄₉ D₅₀
 - D₅₀ D₅₁
 - D₅₁ D₅₂
 - D₅₂ D₅₃
 - D₅₃ D₅₄
 - D₅₄ D₅₅
 - D₅₅ D₅₆
 - D₅₆ D₅₇
 - D₅₇ D₅₈
 - D₅₈ D₅₉
 - D₅₉ D₆₀
 - D₆₀ D₆₁
 - D₆₁ D₆₂
 - D₆₂ D₆₃
 - D₆₃ D₆₄
 - D₆₄ D₆₅
 - D₆₅ D₆₆
 - D₆₆ D₆₇
 - D₆₇ D₆₈
 - D₆₈ D₆₉
 - D₆₉ D₇₀
 - D₇₀ D₇₁
 - D₇₁ D₇₂
 - D₇₂ D₇₃
 - D₇₃ D₇₄
 - D₇₄ D₇₅
 - D₇₅ D₇₆
 - D₇₆ D₇₇
 - D₇₇ D₇₈
 - D₇₈ D₇₉
 - D₇₉ D₈₀
 - D₈₀ D₈₁
 - D₈₁ D₈₂
 - D₈₂ D₈₃
 - D₈₃ D₈₄
 - D₈₄ D₈₅
 - D₈₅ D₈₆
 - D₈₆ D₈₇
 - D₈₇ D₈₈
 - D₈₈ D₈₉
 - D₈₉ D₉₀
 - D₉₀ D₉₁
 - D₉₁ D₉₂
 - D₉₂ D₉₃
 - D₉₃ D₉₄
 - D₉₄ D₉₅
 - D₉₅ D₉₆
 - D₉₆ D₉₇
 - D₉₇ D₉₈
 - D₉₈ D₉₉
 - D₉₉ D₁₀₀
- Isograden von Mergeln:
- M₁ M₂
 - M₂ M₃
 - M₃ M₄
 - M₄ M₅
 - M₅ M₆
 - M₆ M₇
 - M₇ M₈
 - M₈ M₉
 - M₉ M₁₀
 - M₁₀ M₁₁
 - M₁₁ M₁₂
 - M₁₂ M₁₃
 - M₁₃ M₁₄
 - M₁₄ M₁₅
 - M₁₅ M₁₆
 - M₁₆ M₁₇
 - M₁₇ M₁₈
 - M₁₈ M₁₉
 - M₁₉ M₂₀
 - M₂₀ M₂₁
 - M₂₁ M₂₂
 - M₂₂ M₂₃
 - M₂₃ M₂₄
 - M₂₄ M₂₅
 - M₂₅ M₂₆
 - M₂₆ M₂₇
 - M₂₇ M₂₈
 - M₂₈ M₂₉
 - M₂₉ M₃₀
 - M₃₀ M₃₁
 - M₃₁ M₃₂
 - M₃₂ M₃₃
 - M₃₃ M₃₄
 - M₃₄ M₃₅
 - M₃₅ M₃₆
 - M₃₆ M₃₇
 - M₃₇ M₃₈
 - M₃₈ M₃₉
 - M₃₉ M₄₀
 - M₄₀ M₄₁
 - M₄₁ M₄₂
 - M₄₂ M₄₃
 - M₄₃ M₄₄
 - M₄₄ M₄₅
 - M₄₅ M₄₆
 - M₄₆ M₄₇
 - M₄₇ M₄₈
 - M₄₈ M₄₉
 - M₄₉ M₅₀
 - M₅₀ M₅₁
 - M₅₁ M₅₂
 - M₅₂ M₅₃
 - M₅₃ M₅₄
 - M₅₄ M₅₅
 - M₅₅ M₅₆
 - M₅₆ M₅₇
 - M₅₇ M₅₈
 - M₅₈ M₅₉
 - M₅₉ M₆₀
 - M₆₀ M₆₁
 - M₆₁ M₆₂
 - M₆₂ M₆₃
 - M₆₃ M₆₄
 - M₆₄ M₆₅
 - M₆₅ M₆₆
 - M₆₆ M₆₇
 - M₆₇ M₆₈
 - M₆₈ M₆₉
 - M₆₉ M₇₀
 - M₇₀ M₇₁
 - M₇₁ M₇₂
 - M₇₂ M₇₃
 - M₇₃ M₇₄
 - M₇₄ M₇₅
 - M₇₅ M₇₆
 - M₇₆ M₇₇
 - M₇₇ M₇₈
 - M₇₈ M₇₉
 - M₇₉ M₈₀
 - M₈₀ M₈₁
 - M₈₁ M₈₂
 - M₈₂ M₈₃
 - M₈₃ M₈₄
 - M₈₄ M₈₅
 - M₈₅ M₈₆
 - M₈₆ M₈₇
 - M₈₇ M₈₈
 - M₈₈ M₈₉
 - M₈₉ M₉₀
 - M₉₀ M₉₁
 - M₉₁ M₉₂
 - M₉₂ M₉₃
 - M₉₃ M₉₄
 - M₉₄ M₉₅
 - M₉₅ M₉₆
 - M₉₆ M₉₇
 - M₉₇ M₉₈
 - M₉₈ M₉₉
 - M₉₉ M₁₀₀
- Isograden von Peliten:
- P₁ P₂
 - P₂ P₃
 - P₃ P₄
 - P₄ P₅
 - P₅ P₆
 - P₆ P₇
 - P₇ P₈
 - P₈ P₉
 - P₉ P₁₀
 - P₁₀ P₁₁
 - P₁₁ P₁₂
 - P₁₂ P₁₃
 - P₁₃ P₁₄
 - P₁₄ P₁₅
 - P₁₅ P₁₆
 - P₁₆ P₁₇
 - P₁₇ P₁₈
 - P₁₈ P₁₉
 - P₁₉ P₂₀
 - P₂₀ P₂₁
 - P₂₁ P₂₂
 - P₂₂ P₂₃
 - P₂₃ P₂₄
 - P₂₄ P₂₅
 - P₂₅ P₂₆
 - P₂₆ P₂₇
 - P₂₇ P₂₈
 - P₂₈ P₂₉
 - P₂₉ P₃₀
 - P₃₀ P₃₁
 - P₃₁ P₃₂
 - P₃₂ P₃₃
 - P₃₃ P₃₄
 - P₃₄ P₃₅
 - P₃₅ P₃₆
 - P₃₆ P₃₇
 - P₃₇ P₃₈
 - P₃₈ P₃₉
 - P₃₉ P₄₀
 - P₄₀ P₄₁
 - P₄₁ P₄₂
 - P₄₂ P₄₃
 - P₄₃ P₄₄
 - P₄₄ P₄₅
 - P₄₅ P₄₆
 - P₄₆ P₄₇
 - P₄₇ P₄₈
 - P₄₈ P₄₉
 - P₄₉ P₅₀
 - P₅₀ P₅₁
 - P₅₁ P₅₂
 - P₅₂ P₅₃
 - P₅₃ P₅₄
 - P₅₄ P₅₅
 - P₅₅ P₅₆
 - P₅₆ P₅₇
 - P₅₇ P₅₈
 - P₅₈ P₅₉
 - P₅₉ P₆₀
 - P₆₀ P₆₁
 - P₆₁ P₆₂
 - P₆₂ P₆₃
 - P₆₃ P₆₄
 - P₆₄ P₆₅
 - P₆₅ P₆₆
 - P₆₆ P₆₇
 - P₆₇ P₆₈
 - P₆₈ P₆₉
 - P₆₉ P₇₀
 - P₇₀ P₇₁
 - P₇₁ P₇₂
 - P₇₂ P₇₃
 - P₇₃ P₇₄
 - P₇₄ P₇₅
 - P₇₅ P₇₆
 - P₇₆ P₇₇
 - P₇₇ P₇₈
 - P₇₈ P₇₉
 - P₇₉ P₈₀
 - P₈₀ P₈₁
 - P₈₁ P₈₂
 - P₈₂ P₈₃
 - P₈₃ P₈₄
 - P₈₄ P₈₅
 - P₈₅ P₈₆
 - P₈₆ P₈₇
 - P₈₇ P₈₈
 - P₈₈ P₈₉
 - P₈₉ P₉₀
 - P₉₀ P₉₁
 - P₉₁ P₉₂
 - P₉₂ P₉₃
 - P₉₃ P₉₄
 - P₉₄ P₉₅
 - P₉₅ P₉₆
 - P₉₆ P₉₇
 - P₉₇ P₉₈
 - P₉₈ P₉₉
 - P₉₉ P₁₀₀

Fig. 1 Isogradkarte Bruffione-Südkotzen