

---

# BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

---

1979

Reihe A/Band 18

Michael Biste

Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die  
Zinn-Höflichkeit herzynischer Granite in Süd-Sardinien



Berlin 1979

---

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

# BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

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

D 188

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

Schriftleitung:

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

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

---

ISBN 3-49600203-4

© 1979 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(A)	18	107 S.	49 Abb., 35 Tab., 2 Taf.	Berlin 1979
------------------------	-----	----	--------	--------------------------	-------------

Michael Biste

Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die  
Zinn-Höflichkeit herzynischer Granite in Süd-Sardinien



1979

---

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin



DIE ANWENDUNG GEOCHEMISCHER INDIKATOREN  
AUF DIE ZINN-HÖFFIGKEIT HERZYNISCHER GRANITE  
IN SOD-SARDINIEN<sup>+</sup>

von  
Michael Biste<sup>++</sup>

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird die These, daß Zinn-führende Granite eine besondere geochemische Spezialisierung aufweisen, an den Beispielen des Sarrabus- (1), San-Vito- (2), Quirra- (3), Arburese- (4) und Monte-Linas-Granites (5) in S-Sardinien geprüft. Sie repräsentieren herzynische Plutongranite mit relativ hohem Intrusionsstockwerk und scharf ausgebildeten Intrusivkontakten zu schwach metamorphen altpaläozoischen Rahmengesteinen der Grünschieferfazies. Zinnlagerstätten treten nur im Umfeld der Massive (4) und (5), Mo-W-Vererzungen im Bereich der Massive (3) und (5) auf.

Petrologisch bestehen die Massive hauptsächlich aus Leukogranit, untergeordnet und lokal treten auch Monzogranit, Granodiorit und Tonalit auf. Typisch für die Massive (3), (4) und (5) sind Zweiglimmergranite und Greisenbildungen mit unbedeutenden Anreicherungen der Elemente Sr, Mo, W, Zn und Cu.

Petrochemisch sind die Granitoide als raum-zeitliche Differentiationsreihen kalkalkalischer Magmen aufzufassen, an deren Ende Zweiglimmergranite als höchst spezialisierte Differentiate stehen. Ihre  $Sr^{87}/Sr^{96}$ -Zusammensetzung deutet auf eine krustale Herkunft der Ausgangsschmelzen hin. Die Konzentration signifikanter Elemente der Frühkristallisation (Ti, Zr, Mg, Fe, P, Ca, Ba und Sr) nimmt zu den sauren Differentiaten hin ab, die der Spätkristallisation (F, B, Sn, Rb, Li) diametral zu. Danach erreichte der Quirra-Granit ein höchstes Differentiationsniveau.

---

<sup>+</sup> Dissertation an der Freien Universität Berlin

<sup>++</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Michael Biste, Institut für Angewandte Geologie, Freie Universität Berlin, Wichernstraße 16, D-1000 Berlin 33

Die Entwicklung der Massive im einzelnen wird von folgenden Mechanismen kontrolliert:

1. Durch in-situ-Differentiation bei der Entwicklung aller Massive,
2. durch emanative Differentiation bei der Entwicklung des Quirra- (3), Monte-Linas- (5) und, mit Einschränkung, auch des Arburese-Granites (4),
3. durch nachträgliche metasomatische Stoffverschiebungen hauptsächlich bei der Entwicklung des Quirra- (3), Arburese- (4) und Monte-Linas-Granites (5).

Bei letzteren treten auch anomale Zinngehalte in Flußsedimenten, im granitischen Festgestein und seiner Biotite sowie in den Kontaktgesteinen auf. Die Häufigkeit anomaler Werte von 17 Indikatorgrößen, ihre Mittelwerte und Streuungen sowie die Intensität der geochemischen Spezialisierung in bezug auf Sn, Rb, Li und F grenzen die massive (3), (4) und (5) einhellig als für weitere Prospektionsarbeiten interessante Gebiete ab. Die absolute Intensität der Spezialisierung erreicht aber nicht das Ausmaß bekannter Zinnprovinzen. So sind für diese Granite z. B. relativ niedrige Bor- und z. T. auch Fluorwerte charakteristisch.

Allgemein sind die Indikatorgrößen deutlich vom Intrusionsniveau eines Granites abhängig. Der Vergleich mit Literaturdaten führt zu einer Klassifizierung in geochemisch spezialisierte Granite 1. und 2. Ordnung im Rb-Ba-Sr- und K/Rb-Rb/Sr-Diagramm. Zinn-führende Granite heben sich also innerhalb gewisser geochemischer Variationsbreiten deutlich von sterilen Graniten ab.

#### SUMMARY

The thesis that tin bearing granites exhibit a significant geochemical character is tested by investigations of the Sarrabus (1), San Vito (2), Quirra (3), Arburese (4), and Monte Linas (5) Granites, all situated in south Sardinia. These massifs represent Hercynian granitic intrusives of high intrusion level and knife-like contacts to the adjacent rocks of Lower Palaeozoic age of greenschist facies. Endogenous tin deposits exist only spatially to the massifs (4) and (5), Mo-W-mineralizations in connection to the massifs (3) and (5).

Petrologically all massifs consist principally of leucogranite. Monzogranite, granodiorite, and tonalite are rare and occur only locally. A peculiarity within the massifs (3), (4), and (5) are muscovite biotite granites and greisen with unimportant concentrations of the elements Sn, Mo, W, Zn, and Cu.

Petrochemically the granitoids represent a spatial and temporal suite of a calc-alkaline magma with the muscovite biotite granites as highest specialized members. The crustal origin of the primary magmas is proven by  $Sr^{87}/Sr^{96}$  datas. Generally the concentration of significant elements characterizing the early crystallization of a magma (Ti, Zr, Mg, Fe, P, Ca, Ba, and Sr) increase in direction of the later differentiates. The granitophile elements (F, B, Sn, Rb, Li) against that are enriched.

The magmatic evolution of the massifs is governed by the following processes:

1. By in situ differentiation in the formation of all massifs,
2. by emanative differentiation in the formation of the massifs (3) and (5), with reservation also massif (4),
3. by later metasomatic chemical changes that occurred during greisenization especially in the formation of the massifs (3), (4), and (5).

Anomalous tin contents are observed in alluvial sediments, leucogranites, and their biotites and country rocks distinctly of massif (5). The abundance of anomalous values of 17 proximity indicators, their mean and dispersion values and the degree of total geochemical specialization of Sn, Rb, Li, and F in the leucogranites determine uniformly the massifs (3), (4), and (5) as most interesting prospects for further detail exploration activities. The intensity of metallogenetic specialization is not as high as in other provinces. So the intrusives have extreme low concentrations of B and relative low contents of F.

Generally the proximity indicators are dependent on the intrusion level of the granites. Together with reference datas from other areas one can establish geochemically specialized intrusives of first and second order. Tin bearing granites are distinguished within certain levels of clustering distinctly from barren granites.

## RIASSUNTO

Si controlla la tesi secondo la quale, i graniti portatori di stagno, mostrano una particolare specializzazione geochimica nei graniti di Sarrabus (1), San Vito (2), Quirra (3), Arburese (4) e Monte Linas (5) nella Sardegna meridionale.

Essi rappresentano graniti plutonici di età ercinica con livello di intrusione relativamente alto e contatto netto, con rocce circostanti del paleozoico inferiore, debolmente metamorfizzate (scisti verdi). I giacimenti di stagno si trovano solo nei dintorni dei massicci 4 e 5, mentre quelli di Mo e W, nelle zone dei massicci 3 e 5.

Petrologicamente, i magmatiti sono composti, principalmente, da leucogranito, secondariamente e localmente, anche da monzogranito, granodiorito e tonalite. Tipico per i massicci 3, 4 e 5, sono i graniti a due miche e formazioni di greisen con scarsa presenza degli elementi Sn, Mo, W, Zn e Cu.

Sotto il punto di vista petrochimico, i granitoidi sono da considerare quali serie di differenziazione -- nello spazio-tempo -- di magmi ricchi di calcio-alkali. Al termine di questo processo, si trovano i leucograniti e quelli a due miche, quali differenziati altamente specializzati. La loro composizione in  $Sr^{87}/Sr^{96}$ , indica una provenienza crostale da parte del magma primario. La concentrazione di elementi significativi (Ti, Zr, Mg, Fe, P, Ca, Ba e Sr) della cristallizzazione primaria, diminuisce, andando verso differenziati più acidi, mentre essa aumenta in modo diametralmente opposto per quelli della cristallizzazione secondaria (F, B, Sn, Rb, Li). Il granito di Quirra raggiunge, così, un livello massimo di differenziazione.

Lo sviluppo dei massicci, in particolare, è controllato dai seguenti meccanismi:

1. Attraverso la differenziazione in situ, nello sviluppo di tutti i massicci,
2. attraverso differenziazione emanativa nello sviluppo dei graniti di Quirra (3) e di Monte Linas (5) e, limitatamente, anche di quello di Arburese (4),
3. attraverso ulteriori spostamenti metasomatici di elementi, principalmente nello sviluppo dei graniti di Quirra (3), Arburese (4) e Monte Linas (5).

In quest'ultimo granito si riscontrano anche dei tenori in Sn anomali, sia nei sedimenti fluviali, nei corpi granitici compatti e nello loro biotiti, come pure nelle rocce di contatto. La frequenza di valori anomali di 17 grandezze indicatrici, il loro valore medio e la loro dispersione, come pure l'intensità della specializzazione geochimica, delimitano i massicci (3), (4) e (5), quali zone interessanti per ulteriori lavori di prospezione. L'intensità assoluta della specializzazione non raggiunge, però, la dimensione riscontrabile in note province di estrazione dello stagno. Caratteristici, per questi graniti, sono, ad es., i tenori relativamente bassi in boro e, in parte, anche in fluoro. La grandezze indicatrici sono, in genere, chiaramente dipendenti dal livello di intrusione.

Il confronto con dati riportati nell'apposita letteratura, conduce ad una classificazione dei graniti geochimicamente specializzati, in I e II ordine, nei diagrammi Rb-Ba-Sr e K/Rb-Rb/Sr. Graniti portatori di stagno risaltano dunque, chiaramente -- all'interno di certe settori di variazione geochimica -- in confronto a graniti sterili.

## VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Angewandte Geologie, FU Berlin, und am Hahn-Meitner-Institut für Kernforschung Berlin GmbH, Bereich Kernchemie und Reaktor (Arbeitsgruppe Geochemie), im Rahmen des Gemeinschaftsprojektes "Anwendung nuklearer Analysemethoden zur Erarbeitung von geochemischen Kenngrößen für die Exploration von Lagerstätten" angefertigt.

Für die thematische Anregung und Förderung der Arbeit sowie für sein ständiges Interesse bin ich Herrn Prof. Dr. H.-J. Schneider, FU Berlin, mit besonderem Dank verpflichtet. Die wissenschaftliche Betreuung erfolgte durch Prof. Dr. H.-J. Schneider und Priv.-Doz. Dr. P. Möller (HMI).

Die Geländearbeiten wurden in den Sommermonaten der Jahre 1976 bis 1978 durchgeführt. Dafür und für die anschließenden laborativen Auswertungen in Berlin standen Mittel des BMFT aus dem Forschungsvorhaben NTS-60 und der DFG zur Verfügung, für deren Gewährung ich dankbar bin. Eine Schlußbegehung im Herbst 1979 wurde durch den Geotitel der FU Berlin unterstützt.

Außerdem bedanke ich mich bei den Kollegen L. Feldhaus, E. Kann, L. Winkelmann und bei Frau G. Schätzlein für die gute Zusammenarbeit, Hilfe und Gesellschaft bei den Geländeaufenthalten. Die Gastfreundschaft des sardischen Volkes wird mir immer in angenehmer Erinnerung bleiben. Für die freundliche Aufnahme und fachliche Diskussionen bedanke ich mich auch bei den italienischen Kollegen Prof. Dr. R. Valera (Universität Cagliari) und den Geologen Dr. L. Ottelli (EMSa), Dr. B. Pisano (Monteponi) und Dr. W. Münch (AMMI).

Die geochemische Analytik wurde in Zusammenarbeit mit Dipl.-Chem. H. Seitz und Dr. F. Kubanek (HMI), mit Dr. G. Schneider (Institut für Mineralogie, FUB), mit Prof. Dr. W. Harre und Dr. H. Fesser (BGR Hannover) und mit Frau B. Alberts (Institut für Angewandte Geologie, FUB) durchgeführt. Den Mitgliedern der Institute für Geologie und für Angewandte Geologie sowie der Arbeitsgruppe Geochemie am HMI danke ich außerdem für viele Gespräche, ihr Interesse und ihre Kritik. Zu guter letzt bedanke ich mich bei Herrn G. Corte für die italienische Übersetzung der Zusammenfassung.



INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG .....	7
2. MÖGLICHKEITEN DER ZINNPROSPEKTION .....	7
2.1 Lagerstättentypen und Methoden .....	7
2.2 Magmatogen-intrusive Zinnlagerstätten als Untersuchungsobjekte .....	8
3. DIE GRANITE SOD-SARDINIENS UND IHRE ZINNHÖFFIGKEIT .....	9
3.1 Einführung .....	9
3.2 Minerogenie der geologischen Großeinheiten .....	9
3.3 Beziehungen zu den europäischen Zinnprovinzen .....	9
3.4 Das sardische Grundgebirge .....	9
3.5 Granite und Lagerstättenverteilung .....	12
3.6 Zinnbergbau und -Vorkommen in Sardinien .....	13
4. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER UNTERSUCHTEN GRANITE .....	16
4.1 Lage und geologischer Rahmen .....	16
4.2 Geologischer Bau und Lagerstätten der Granitvorkommen .....	16
4.2.1 Sarrabus-Granit .....	17
4.2.2 San-Vito-Granit .....	17
4.2.3 Quirra-Granit .....	20
4.2.4 Arburese-Granit und Aufbruch an der Punta Santa Vittoria .....	23
4.2.5 Monte-Linas-Granit und Aufbruch bei Perda è Pibera .....	25
4.3 Petrologischer Charakter der Granitoide .....	25
4.3.1 Tonalit .....	26
4.3.2 Quarzdiorit und Granodiorit .....	26
4.3.3 Granite .....	26
4.3.3.1 Monzogranit .....	27
4.3.3.2 Leukogranit .....	27
4.4 Sekundäre Veränderungen .....	29
4.4.1 Autometamorpher Granit .....	30
4.4.2 Quarz-Alkalifeldspat-Pegmatoid .....	30
4.4.3 Muskowit-Quarz-Greisen .....	30
4.4.4 Hydrothermal und tektonisch veränderter Granit .....	30
4.5 Ganggesteine .....	30
4.5.1 Aplite .....	30
4.5.2 Lamprophyre .....	31
4.5.3 Quarzporphyre .....	31
5. GEOCHEMISCHE ARBEITSMETHODEN .....	31
5.1 Probenahme und Aufbereitung .....	31
5.2 Röntgenfluoreszenzanalyse der Hauptelemente .....	33
5.2.1 Probenvorbereitung .....	33
5.2.2 Reproduzierbarkeit und Genauigkeit .....	33
5.3 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) der Neben- und Spurenelemente .....	34
5.3.1 Probenvorbereitung .....	34
5.3.2 Reproduzierbarkeit .....	36
5.3.3 Analysegenauigkeit .....	36
5.3.4 Problematik der Zinnanalyse .....	37
5.3.5 Analysegesamtfehler .....	41
5.3.6 Nachweisgrenzen .....	41
5.4 Zinnanalyse mit tragbarer Isotopen-Röntgenfluoreszenzanalyse (IRFA) .....	41

	Seite
5.5	Atomabsorptionsspektral-Analyse (AAS) ..... 42
5.6	Fluoranalyse ..... 42
5.7	Emissionsspektralanalyse (Bor) ..... 42
6.	DOKUMENTATION UND AUSWERTUNG ..... 43
7.	PETROCHEMIE DER GRANITOIDE ..... 43
7.1	Stoffliche Charakterisierung ..... 43
7.2	Räumliche Verteilung der Elemente ..... 47
7.2.1	Sarrabus-Granit ..... 52
7.2.2	San-Vito-Granit ..... 54
7.2.3	Quirra-Granit ..... 56
7.2.4	Arburese-Granit ..... 56
7.2.5	Monte-Linas-Granit ..... 59
7.3	Petrogenetische Prozesse ..... 59
7.3.1	Makrodifferentiation ..... 60
7.3.2	Rb-Ba-Sr-Differentiationsdiagramm ..... 62
7.3.3	Differentiation der Elemente der Frühkristallisation ..... 62
7.3.4	Differentiation der Elemente der Spätkristallisation ..... 64
7.4	Geochemie der Metasomatite ..... 66
7.5	Zusammenfassung der magmatischen Entwicklung der "granite serie" Sardiniens ..... 69
8.	SPEZIELLE UNTERSUCHUNGEN ZUR ZINN-HÖFFIGKEIT S-SARDINIENS ..... 69
8.1	Geochemische Grundlagen ..... 69
8.2	Geochemische Verteilung des Zinns ..... 70
8.2.1	Alluviale Zinngehalte ..... 70
8.2.2	Zinngehalte der Granitoide ..... 70
8.2.3	Zinngehalte der Biotite ..... 74
8.2.4	Zinngehalte der altpaläozoischen Rahmengesteine ..... 76
8.3	Anwendung geochemischer Indikatoren ..... 77
8.3.1	Häufigkeit anomaler Werte ..... 78
8.3.2	Mittelwertvergleich ..... 80
8.3.3	Elementstreuung (Dispersion) ..... 81
8.3.4	Intensität der geochemischen Spezialisierung ..... 81
9.	GEOCHEMISCHE HÖFFIGKEITSINDIKATOREN FOR ZINNGRANITE ..... 82
9.1	Genetische Granittypen ..... 83
9.2	Einfluß des Erosionsniveau ..... 84
9.3	Einfluß des geologischen Bildungsalters ..... 84
9.4	Zinngranite ..... 85
10.	PROGNOSE OBER ZINN-HÖFFIGKEIT S-SARDINIENS ..... 91
11.	LITERATURVERZEICHNIS..... 92

ANHANG:

Analysedaten der Gesteinsproben (Urliste), Tab. 29 - Tab. 35

Tafeln 1 und 2

## 1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Mit zunehmender Erschöpfung der Reicherze fast aller Wertmetalle muß sich die Prospektionstätigkeit zukünftig immer mehr auf verdeckte Lagerstätten und auf Armerze verlegen. So besteht jetzt die Notwendigkeit der Verfeinerung bestehender Prospektionstechniken, insbesondere der Anwendung exakter geowissenschaftlicher Methoden. Auch im Zinnerz-Bergbau wird man sich immer mehr der Aufsuche und Förderung verdeckter und armer Erzlagerstätten zuwenden müssen. So führt heute in der Regel erst der Einsatz eines Spezialisten-Teams zur Lokalisation einer Lagerstätte.

Neben der traditionell alluvialen Prospektion können zur Beurteilung der potentiellen Zinn-Höflichkeit eines geologisch definierten Raumes auch endogene, d. h. primär bedingte geochemische Kenngrößen ("proximity indicators") eingesetzt werden. Es ist Ziel dieser Arbeit, am Beispiel der Pluton-Granite S-Sardiniens ein System geochemischer Indikatoren für Zinn-Höflichkeit empirisch abzuleiten und dessen universelle Anwendbarkeit abzuschätzen. Dabei ist die Klärung genetischer Zusammenhänge eine wichtige Voraussetzung für ein in der Praxis anwendbares Prospektionskonzept.

Regionaler Ausgangspunkt für die Arbeiten in S-Sardiniens war ein Forschungsprojekt, welches von 1971 bis 1977 von der DFG finanziert wurde und sich der Metallogenese im Sarrabus-Gerrei widmete (SCHNEIDER 1972, HELMCKE 1973, HELMCKE & KOCH 1974, LEHMANN 1975, BISTE 1977). Die Untersuchung der Zinnführung der sardischen Granite knüpft außerdem an ein methodisches Konzept an, welches in klassischen Zinnprovinzen entwickelt wurde und sich bei der Suche nach Lagerstätten vereinzelt bewährt hat (TISCHENDORF 1968, TAUSON & KOZLOV 1973, HESP 1971, SMITH & TUREK 1976 u. a.). Demnach müßte sich die Zinn-Höflichkeit in einem typischen geochemischen Habitus eines "source"-Granites widerspiegeln.

So wurden zunächst regionale geochemische Unterschiede und Besonderheiten Zinn-höffiger und -tauber Granite S-Sardiniens erfaßt. Im Vergleich mit Daten anderer Zinnprovinzen wird dann die Allgemeingültigkeit der Ergebnisse diskutiert und eine Prognose über die potentielle Zinn-Höflichkeit des sardischen Grundgebirges gegeben.

## 2. MÖGLICHKEITEN DER ZINNPROSPEKTION

### 2.1 Lagerstättentypen und Methoden

Die Prospektion auf einen Rohstoff wird in der Wahl der Erkundungsmethoden unmittelbar von den physikalischen und geochemischen Eigenschaften der gesuchten Minerale beeinflusst. Außerdem ist die Kenntnis der geologisch-geochemischen Prozesse der Lagerstättenbildung eine wichtige Voraussetzung bei der Entwicklung von Prospektionsstrategien. Wie zahlreiche Beispiele zeigen, haben sich bei der Suche nach einem bestimmten Rohstoff die erhofften Erkundungserfolge erst nach der Formulierung eines metallogenetischen Modelles eingestellt.

Von den zahlreichen Zinnmineralen besitzt hauptsächlich der Cassiterit ( $\text{SnO}_2$ ) wirtschaftliche Bedeutung. Zinn-Sulfide (z. B.  $\text{Cu}_2\text{-Fe}$ ,  $\text{Zn-SnS}_4$ ) treten zwar auch paragenetisch mit anderen sulfidischen Erzmineralen (z. B. Cassiterit-Sulfid-Formation) lokal in größeren Mengen auf, aber ihre ökonomische Bedeutung ist sehr gering. Aufgrund der ungünstigen physikalischen Eigenschaften des Cassiterits, wie z. B. fehlender Magnetismus, mangelnde elektrische Leitfähigkeit etc., sind geochemische Prospektionsmethoden nur bedingt einsetzbar (z. B. Geoelektrik bei Cassiterit in Paragenese mit Sulfidmineralen). Dafür besitzt das Mineral eine große chemische und physikalische Widerstandsfähigkeit im exogenen Stoffkreislauf und eine besonders hohe Dichte ( $d: 7 \text{ g/cm}^3$ ). So lassen sich bei seiner Prospektion folgende mineralogisch-geochemische Verfahren vorteilhaft anwenden:

1. Untersuchung von SM-Gehalten in Abtragungsprodukten (Seifen). Solche SM-Assoziationen können dann auch als Höffigkeitsindikatoren für endogene Vererzungen verwendet werden.
2. Anwendung endogener "geochemischer Höffigkeitsindikatoren" bei Magmatiten bzw. grobklastischen Abtragungsprodukten (Granitkonglomerat).
3. Geochemische Untersuchung primärer Dispersionshöfe des Zinns und seiner paragenetischen Elemente (z. B. F, B, W, Be, Li etc.) im Festgestein um vermutete Erzkörper.

Bei diesen Arbeiten ergänzen sich geochemische und mineralogische Untersuchungsmethoden. Denn erst die exakte petrologische Gesteinsansprache sowie Angaben über die Bindungsart der analysierten Spurenelemente im Festgestein und seiner Minerale lassen eine zuverlässige Interpretation der geochemischen Daten zu.

Die Benutzung endogener Höffigkeitsindikatoren erzielt in der ersten Prospektionsetappe (Erkundung, Reconnaissance) den größten Erfolg, da mit ihrer Hilfe bestimmte Gesteinseinheiten oder Gebiete für Detailuntersuchungen schnell festgelegt werden können. So wurde diese Methode bisher vor allem bei der Untersuchung weiter und tief erodierter Landschaften, wie z. B. in Skandinavien (HAAPALA 1978), Kanada (SMITH & TUREK 1976), Australien (FLINTER 1971, FLINTER et al. 1972), Süd-Afrika (LEUBE 1965, HUNTER 1973) und Sibirien (TAUSON & KOZLOV 1973) eingesetzt. Die Bewertung gibt die Aussage, ob der untersuchte Raum (Granit) Züge einer geochemischen Spezialisierung für Zinn trägt. Ein positiver Befund führt aber noch nicht direkt zu einer Vererzung. Er besagt nur, daß bei der Granitbildung günstige Voraussetzungen für eine Zinn-Anreicherung vorhanden gewesen waren. Erst die anschließende Identifikation lokaler erzkontrollierender Strukturen kann erhoffte Mineralisationen in den abgegrenzten Zielgebieten ausmachen.

Die geochemische Analyse granitischer Abtragungsprodukte dagegen kann nur mit Einschränkung wegen sekundärer Stoffverschiebungen zur Prognose herangezogen werden. Die positive Indikation ist ein Hinweis für eventuell noch vorhandene, aber bereits von jüngeren Sedimenten bedeckte endogene Zinn-Vererzungen. Bei weitgehender Erosion der Primärlagerstätten kann dann zumindest mit Placer oder Paläo-Placer gerechnet werden.

## 2.2 Magmatogen - intrusive Zinnlagerstätten als Untersuchungsobjekte

Jede Lagerstättenbildung ist vom Zusammenwirken unterschiedlicher Faktoren abhängig. Regional-erzkontrollierend sind jene geologischen Elemente, die als Vorbedingung und Voraussetzung für die Bildung einer Vererzung sowie als Ursache ihrer regionalen Verteilung angesehen werden können (Quelle, Transport; TISCHENDORF 1968). Dagegen bilden lokal-erzkontrollierende Faktoren die Ursache für die Ausfällung und die lokale Verteilung eines Vererzungstypes (Erzfallen). Erzindikatoren (z. B. proximity indicators) sind von diesen Faktoren kausal abhängig und als Hinweise für Vererzungen geeignet.

Aus einer statistischen Zusammenstellung von ŠTEMPROK (1963) geht hervor, daß 93,5 % von 285 erfaßten Zinnlagerstätten räumlich an Granit-Komplexe gebunden sind. Der allgemeinste regional-erzkontrollierende Faktor für Zinnlagerstätten ist demnach der Granit. Die Umkehrung, daß alle Granite potentiell Zinn-führend sind, besitzt, wie die Prospektionspraxis beweist, keine allgemeine Gültigkeit.

Aus diesem Grund wird für die Bildung von endogenen Zinnlagerstätten eine spezielle magma-tektonische und stoffliche Entwicklung von Intrusionen die Ursache sein. So werden sich Zinn-höffige Granitkomplexe durch einen besonderen geochemischen Habitus auszeichnen. Sowjetische Autoren sprechen dann von "metallogenetischer Spezialisierung" (ŠATALOV 1963) eines Magmatites, die sich zahlenmäßig in signifikanten Unterschieden von Elementgehalten oder -verhältnissen im Vergleich zu tauben Gesteinen widerspiegelt.

Die metallogenetische Spezialisierung i. all. umfaßt die Gesamtheit der geologischen Daten eines definierten Gesteinsverbandes, mit deren Hilfe eine eindeutige Beziehung zwischen dem Gestein und der Vererzung hergestellt werden kann. Aber gerade die stoffliche Entwicklung von Magmenintrusionen wird von zahlreichen Parametern beeinflusst. So ist zu vermuten, daß die Bildung von Intrusionen und deren Stoffhaushalt sehr stark von regionalen Besonderheiten und vielleicht auch vom geologischen Bildungsalter abhängig ist. Die Festlegung von geochemischen Höffigkeitsindikatoren als Prospektionsmethode muß deshalb eine Prüfung der ausgewählten Parameter auf Orts- und Zeitunabhängigkeit mit einschließen.

### 3. DIE GRANITE UND ZINNHÖFFIGKEIT SARDINIENS

#### 3.1 Einführung

Sardinien bildet die südliche Hälfte des Sardisch-Korsischen Blockes, dessen geologische Beziehung zu den angrenzenden Kontinenten Europa und Afrika lange Zeit umstritten war. Erst das Modell der Plattentektonik ermöglichte auch für den westmediterranen Raum eine klarere geodynamische Deutung. So bestätigen paläomagnetische Messungen an permischen Vulkaniten (ALWAREZ 1972), der Vergleich von Lineamentrichtungen (CARBONE & GANDOLFI 1974) und stratigraphisch-petrographische Untersuchungen altpaläozoischer Metabasite der Insel und der Provence (RICCI & SABATINI 1977) gleichermaßen, daß sich der Sardisch-Korsische Block seit dem Mittel-Tertiär durch Rotation vom europäischen Kontinent nach SE entfernt hat.

#### 3.2 Minerogenie der geologischen Großeinheiten

Der geologische Großbau Sardinien gestaltet sich relativ einfach. Das bereits herzynisch konsolidierte Grundgebirge ("crystallino della Sardegna") besteht aus altpaläozoischen Meta-Sedimenten und -Vulkaniten von unterschiedlichem Metamorphosegrad und aus Granitoiden unterschiedlicher Genese. Postpermische, in der Hauptsache alpidische Bruchstrukturen zerlegen das Grundgebirge in ein Schollenmosaik, an dessen Kreuzungspunkten bevorzugt tertiäre Vulkanite auftreten. Durch den im Tertiär eingebrochenen NNW-SSE streichenden Campidano-Graben wird die Insel in zwei Hochschollen als morphologisch beherrschende Elemente geteilt: in den flächenmäßig größeren NE-Horst (Sarrabus, Gerrei, Barbagia, Gallura etc.) und den wesentlich kleineren SW-Horst (Arburese, Iglesias, Sulcis), der durch den E-W streichenden Cixxeri-Graben zusätzlich unterteilt wird.

Moderne Arbeiten unternehmen den Versuch, die Lagerstätten Sardinien minerogenetisch zu gliedern (ZUFFARDI 1965, 1974; VALERA 1972; COCOZZA et al 1974). Mit Blick auf ihr Lagerstättenpotential läßt sich die Insel in folgende zeitlich und strukturell bedingte Einheiten aufteilen (HEETVELD & PRETTI 1974):

1. Metamorph überprägte Sedimente und Vulkanite des Kambriums bis Unter-Karbon mit bedeutenden Lagerstätten der Elemente Pb, Zn, Cu, W, Ba,
2. Magmatite des herzynischen Orogenstadiums mit Lagerstätten der Elemente Sn, W, Mo, F, Pb und Zn,
3. mesozoische Basissedimente mit schwachen Indikationen von Pb und Zn,
4. Trachyte und Andesite des alpidischen Zyklus mit schwachen Indikationen von Cu, Mn, Pb und Zn.

Aus dieser kurzen Zusammenstellung folgt, daß sich eine informative Untersuchung Sardinien auf Zinn-Höflichkeit generell auf die minerogenetische Einheit 2 konzentrieren sollte. Der regionale Aspekt dieser Arbeit beschäftigt sich deshalb in den folgenden Kapiteln mit den geologischen und petrographischen Verhältnissen des südsardischen Grundgebirges.

#### 3.3 Beziehungen zu den europäischen Zinn-Provinzen

Nach SCHUILING (1967) lassen sich auch in Europa aus der geographischen Verteilung der Zinnlagerstätten Zinn-Gürtel ("tin belts") rekonstruieren. Die ökonomisch wichtigen Provinzen liegen hier im NW der Iberischen Halbinsel, in SW-England, der Normandie und im Erzgebirge. Die Übersicht (Abb. 1) zeigt, daß die Zinnvorkommen Sardinien in den amerikanischen Gürtel fallen, der von Cornwall über die Bretagne und das Zentral-Massiv bis in das Tyrrhenische Meer verläuft und dort scheinbar ausklingt. Besonders nach Inversion der Rotation der Sardisch-Korsischen Mikroplatte schmiegen sich die mediterranen Lagerstätten ausgezeichnet an die von S-Frankreich an.

Die Mehrzahl der europäischen Zinnlagerstätten ist an herzynische Granite gebunden, die postkinematisch in ältere Metagesteine intrudiert sind. Moderne Überlegungen, die diese Granite und Vererzungen unitarisch mit einem herzynischen Subduktionssystem verknüpfen wollen (MITCHELL 1974), blieben nicht unwidersprochen (BROMLEY 1975) und bedürfen noch einer kritischen Überprüfung.

Als Besonderheit treten in der Toskana und auf Elba jüngere Zinnvererzungen auf, die an saure tertiäre Intrusiva geknüpft sind. Diese unterschiedlichen Bildungsalter können als Hinweis auf eine wiederholte Aufarbeitung des Zinns innerhalb der kontinentalen Kruste angesehen werden.

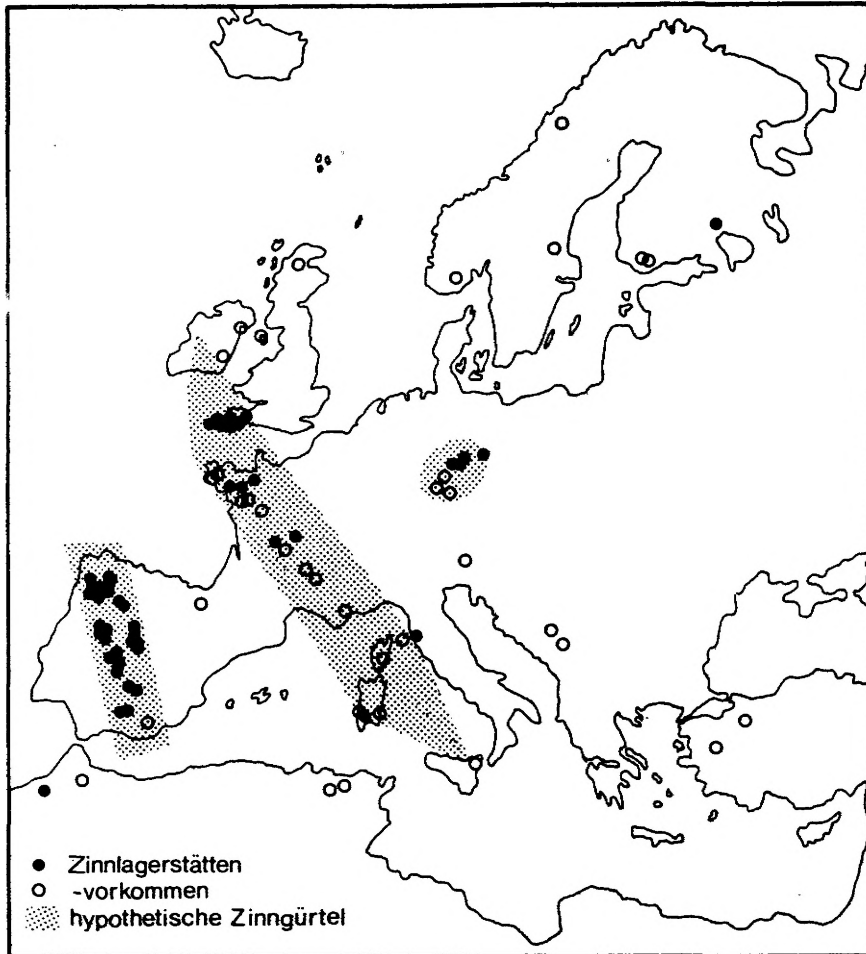


Abb. 1: Zinngürtel Europas  
(nach SCHUILING 1967).

Fig. 1: Tin belts of Europe  
(after SCHUILING 1967).

### 3.4 Das Sardische Grundgebirge

In letzter Zeit wurde das Grundgebirge Sardinien intensiver petrographisch und geochemisch untersucht. So haben in den letzten 15 Jahren vor allem die Schulen von Siena und Pisa (COCOZZA, DI SIMPLICIO, FERRARA, GHEZZO, GUASPARRI, RICCI, RITTA und SABATINI) mit einer Vielzahl wichtiger Beiträge ältere Kartierungsergebnisse mit petrochemischen Analysen und absoluten Altersangaben erweitert.

Das Ausmaß der kaledonischen Orogenese läßt sich für den west-mediterranen Raum nur unsicher abschätzen. In S-Sardinien belegen zwar Winkeldiskordanzen und grobklastische Sedimentschüttungen Bewegungen vom Kambrium bis in das Silur (Abb. 2), aber für eine Konsolidierung, Regionalmetamorphose und intrusiven Magmatismus wie vergleichsweise in NW-Europa haben diese tektonischen Ereignisse nicht ausgereicht. Stattdessen erscheint im Ordovizium und Silur ein zunächst saurer, danach basischer Vulkanismus bis ins Devon (DI SIMPLICIO et al. 1974), der bereits die "Initial-Phase" des herzynischen Zyklusses einleitet.

Die endgültige Konsolidierung dieser altpaläozoischen Gesteine erfolgte erst durch die asturische Faltung, begleitet von einer ausgeprägten Regionalmetamorphose und ausgedehnten Magmenintrusionen. Der entstandene Großfaltenbau streicht heute NW-SE bis W-E. Der N-Teil der Insel erreichte die größten Einengungsbeträge. Außerdem steigt der Metamorphosegrad parallel dazu von der Grünschiefer-Fazies im SW bis zur Amphibolith-Fazies im NE an (RICCI 1972). Die kontinentale Kruste ist von SW nach NE stärker herausgehoben, wodurch im N der Insel tiefere metamorphe und intrusive Stockwerke aufgeschlossen sind. Dies ist für die Lagerstättenverteilung auf der Insel von ausschlaggebender Bedeutung (Abb. 3).

Mit etwa zwei Drittel der Fläche besitzen herzynische Plutonite den größten Anteil am Aufbau des Grundgebirges. Nach DI SIMPLICIO et al. (1974, 1975) bilden diese Magmatite in ihrer Gesamtheit den "Sardischen Batholithen" ("batolite sardo-corso"), der seine Entstehung mehreren Teilintrusionen verdankt und verschiedene

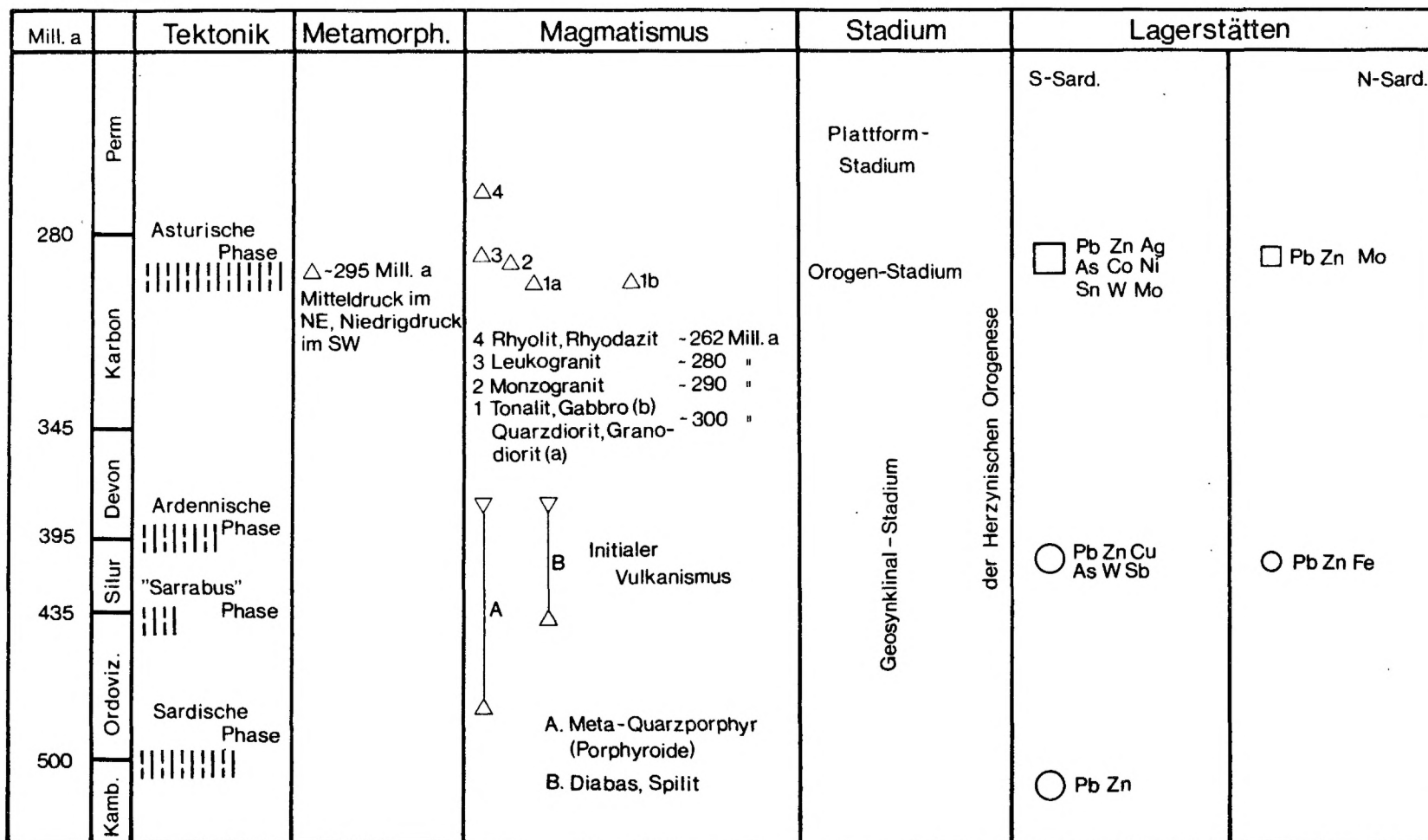


Abb. 2: Geologische Entwicklung und Lagerstättenbildung in Sardinien während des Altpaläozoikums (modifiziert nach DI SIMPLICIO et al. 1974). □: Ganglagerstätten, ○: sedimentäre Lagerstätten.

Fig. 2: Geologic evolution and formation of ore deposits in Sardinia during the Lower Palaeozoic (modified after DI SIMPLICIO et al. 1974). □: vein deposits, ○: stratabound deposits.

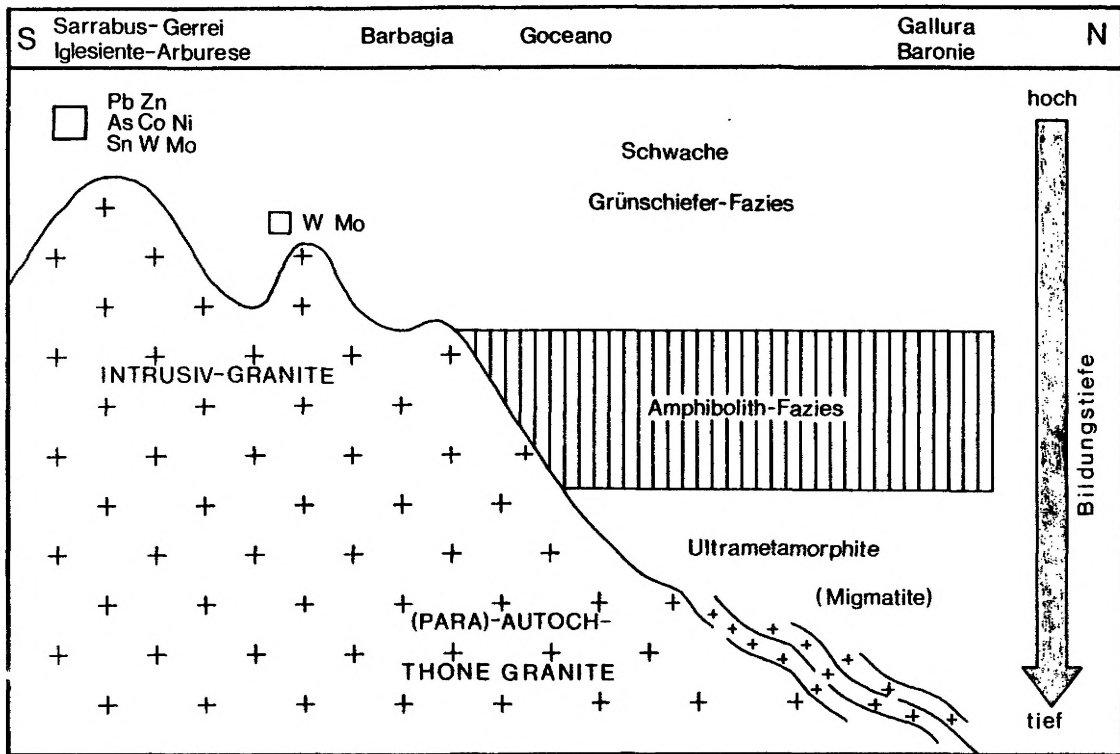


Abb. 3: Schematisches N-S-Profil durch das herzynische Grundgebirge Sardinien. □: Ganglagerstätten.  
 Fig. 3: Simplified N-S cross section of the Hercynian basement of Sardinia. □: vein deposits.

stoffliche und strukturelle Varietäten hervorgebracht hat. Die Haupttypen sind Monzogranite bzw. monzogranitische Granodiorite und Leukogranite. Granodiorite und Quarzdiorite sowie Gesteine gabbro-tonalitischer Zusammensetzung spielen nur eine geringe Rolle.

Nach Abb. 2 ändert sich die petrochemische Zusammensetzung der Magmatite von basischem hin zu saurem Charakter in Abhängigkeit der geologischen Raum-Zeit-Bedingungen. Nur im NE-Teil der Insel zeigen die basischen Varietäten synkinematische Texturen (Paraautochthone Granitoide) im Verband mit hochmetamorphen Gneisen und Migmatiten. Alle anderen Granitoide sind dagegen unbeeinflusst von jeglicher tektonischer Oberprägung während ihrer Platznahme (Intrusiv- bzw. Plutongranite). Damit läßt sich die Evolution der herzynischen Granitoide Sardinien mit Recht als eine "granite serie" im Sinne von READ (1955) interpretieren.

Hebungen und Schollenkippen erreichten in NE-Sardinien bis zu 20 km, im äußersten SW der Insel dagegen höchstens 7 km Sprunghöhe (DI SIMPLICIO et al. 1974). Sie begünstigten die Platznahme jüngerer Intrusionsschübe. So intrudierten vor allem in S-Sardinien leukogranitisch zusammengesetzte Schmelzen in nur schwach regionalmetamorphe Dachgesteine. Vereinzelt bildeten sich auch hochdifferenzierte Magmen, und am Ende ihrer Intrusion Ganglagerstätten.

Nach Platznahme dieser Plutonite stiegen längs Dehnungsbrüche aplitisch und lamprophyrisch zusammengesetzte Schmelzen nach oben. Die räumliche Verteilung dieser Ganggesteine ist allerdings sehr unregelmäßig.

Mit dem Perm und seinem Vulkanismus erreichte der Sardisch-Korsische Block sein Subsequent- (Plattform-) Stadium. Es wurden Tuffe, Laven und Ignimbrite mit rhyolitischer bis rhyodazitischer Zusammensetzung gefördert.

### 3.5 Granite und Lagerstättenverteilung

Das Grundgebirge zeigt entsprechend seiner geologischen Gliederung und seines Erosionsniveaus eine systematische Verteilung der prä-permischen Lagerstätten. Es ist eine direkte Abhängigkeit zu der Bildungstiefe der Plutonite und dem Grad der Regionalmetamorphose der Rahmengesteine zu beobachten (Abb. 3).

Der Einfluß des magma-tektonischen Milieus auf die Lagerstättenverteilung läßt sich sehr deutlich am Verhalten des Elementes Fluor erkennen (VALERA 1973). Die Häufigkeit der Fluoritlagerstätten nimmt von N nach S



zu und hat im höchsten magma-tektonischen Stockwerk, in S-Sardinien, ihr Maximum. Progressive Regionalmetamorphose mit selektiver Stoffmobilisation (MEHNERT 1959) und Plutonismus haben dort eine erhöhte Lagerstättenbildung ermöglicht. In N-Sardinien wurde dagegen ein vergleichbares Stockwerk entweder erodiert oder war in diesem Ausmaß nicht vorhanden.

Die Verteilung der Erzlagerstätten, insbesondere der Elemente Sn-Mo-W, zeigt Parallelen. In ihrer Verbreitung erreichen sie in S-Sardinien ebenfalls eine deutliche Häufigkeit (MARCELLO, PRETTI & ZUFFARDI 1978). Die Suche nach prä-permischen magmatogen-intrusiven Vererzungen und die Untersuchung von Graniten auf Zinn finden demnach im S-Teil der Insel die besten geologischen Voraussetzungen.

### 3.6 Zinn-Bergbau und -Vorkommen Sardiniens

Obwohl Sardinien eine alte Bergbautradition besitzt, erreichte der Abbau von Sn-W-Mo-Erzen nur untergeordnete bergwirtschaftliche Bedeutung. Die Schwerpunkte liegen auch heute noch in der Erschließung und Ausbeutung von NE-Lagerstätten der Metalle Pb, Zn, Cu, Sb und Ag bzw. der Industriemineralien Fluorit und Baryt.

Charakteristisch für die bisher bekannt gewordenen Zinn-Vorkommen ist das Auftreten von extrem feinkörnigem Cassiterit als Nebenbestandteil einer komplex zusammengesetzten, meist sulfidischen Paragenese. So wurde der Cassiterit hier lange Zeit übersehen.

Bis auf unbedeutende Zinn-Anreicherungen in Verbindung mit Intrusiv-Porphyriten der Oberkreide (NW-Sardinien, Calabona Cu-Vererzung; TESTA 1922) und einige rezente Zinnanomalien in alluvialen Sedimenten S-Sardiniens (HEETVELD & PRETTI 1975), sind alle anderen Vorkommen an das herzynische Grundgebirge S-Sardiniens gebunden. Dort bilden sie in Nachbarschaft von Intrusiv-Graniten unterschiedliche paragenetische Vererzungstypen. Die einzelnen Vorkommen sind zusammenfassend in Tab. 1 beschrieben.

Für die Versorgung Italiens mit Zinn besaß die "Miniera di Canale Serci" (7 km W der Ortschaft Villacidro, Arburese) neben den Gruben der Toskana einige Zeit nationale Bedeutung. Zwar förderte dieser Betrieb schon seit 1871 vorübergehend Pb-Zn-Fe-Mischerze. Aber erst TESTA (1922) machte kurz nach dem Ersten Weltkrieg auf die nicht unbedeutenden Zinn-Gehalte von 0,3 bis 0,5 % im Fördererz aufmerksam. Später erfolgte eine erste geowissenschaftliche Bearbeitung und montangeologische Bewertung durch PIEPOLI und COLLARI (1936). Als Folge ging die Grube 1936 in den Besitz der finanzstarken staatlichen Bergbaugesellschaft A. M. M. I. (Azienda Minerale Metallici Italiani) über, die durch umfangreiche Investitionen, insbesondere durch die Errichtung einer Flotationsanlage am Ort, die Gewinnung des Cassiterites ermöglichte. Angaben über Produktion und Abbaufortschritt finden sich bei ZACCANINI (1952) und in den auf dem Bergamt in Iglesias hinterlegten Bergbaugutachten und -dokumenten. Danach arbeitete der Betrieb, wie damals üblich, sehr arbeitsintensiv. Das N 25° E streichende Gangsystem wurde auf einer Länge von 1 km und einer Abbauhöhe von etwa 100 m von 3 Stollen angefahren. Dort waren im Schnitt etwa 180 Bergleute beschäftigt.

Die Flotation ermöglichte eine Trennung der Mischerzaufgabe in verschiedene Endkonzentrate, die aus Cassiterit, Pyrit, ZnS und PbS bestanden. Dabei wurden in der Zeit von 1939 bis 1946 folgende Erzmengen ausgebracht:

SnO <sub>2</sub>	466 t (= 286 kg Sn)	ZnS	1832 t
Pb-Konzentrat	748 t	Pyrit	2500 t

Setzt man die in diesem Zeitraum geförderte Menge an Zinn mit dem Gesamtvorrat der Grube gleich, dann hatte die "Miniera di Canale Serci" das Ausmaß einer sehr kleinen Lagerstätte (kleiner 3.000 t, GOCHT 1969). Die Produktion erreichte Mitte des Zweiten Weltkrieges (1942) mit 28.250 t Fördererz ihren Höchststand. Im Jahre 1946 wurde der Betrieb wegen angeblicher Erschöpfung der Vorräte eingestellt. Die Lagerstätte wird derzeit von Herrn L. Feldhaus (Dipl.-Arb., FU Berlin) eingehender untersucht.

Die Gangvererzung an der Punta Santa Vittoria (4 km E von Fluminimaggiore) dagegen besaß bisher nur untergeordnetes Interesse. Der NE/SW streichende Gangkörper wurde Anfang der 50er Jahre durch einen Schacht, Ober-tagearbeiten und einige Schurfstollen aufgeföhren. Wegen Kapitalmangel für aufwendigere Aufschlußarbeiten wurde dieses Projekt bald eingestellt. Neuerdings bemüht sich die EMSa (Ente Mineralia Sarda) um eine erneute Exploration dieses Vorkommens. Seit 1978 sind etwa 60 Bergleute mit Bohrsondierungen und Stollenvortrieb beschäftigt (mündl. Mitt. von Prof. R. Valera).

Die anderen in Tab. 1 aufgeführten Sn-Vorkommen besaßen nie ökonomische Bedeutung. Sie zeigen aber, daß während der Platznahme der herzynischen Granitintrusionen zumindest lokal günstige Bedingungen für eine hypothermale Anreicherung der Elemente Sn, W und Mo vorhanden gewesen waren.

Lokalität	Paragenetische Formation	Zinn-Mineral	Begleitminerale	Charakteristische Elemente	Nebengestein	Bergbauaktivitäten	Literatur
Miniera di Canale Serci (Massiv 5)	Cass.-Sulfid	Cass. (Sn-Sulfide)	Chlorit, Quarz, Apatit, Calcit, Fe-Carbonat, Zn-Pb-Cu-Sulfide	Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, Cd, Sb	Meta-Sandstein, Schiefer (Ordoviz.) kontaktmetamorph	Abbau seit 1871 auf Pb und Zn. Abbau auf Pb, Zn, Sn und Pyrit von 1939 - 1946.	TESTA (1922), PIEPOLI & COLLARI (1936), ZUFFARDI (1958), FELDHAUS (1979 in Vorb.)
Punta Santa Vittoria (Massiv 4)	Cass.-Quarz-Sulfid (?)	Cass.	Chlorit, Quarz, Häm. As-Ni-Co-Minerale	As, Co, Ni	"	Abbauversuch Anfang 50er Jahre. Erneuter Abbauversuch seit 1978.	ZUFFARDI (1958)
Perda é Pibera (Massiv 5)	MoS <sub>2</sub> -Greisen	Cass.	Molybdänglanz, Wolframit, Kfsp., Calcit, Fe-Carbonat, Fluorit	Mo, W, F	Leukogranit, Greisen	Abbau bis 60er Jahre auf Mo, W.	SALVADORI (1959)
Muru Mannu (Massiv 4)	Cass.-Quarz	Cass.	Pb-Zn-Fe-Cu-Sulfide	Pb, Zn, Fe, Cu	Meta-Sandstein, kontaktmetamorph	keine	TESTA (1919)
Togoro (Massiv 5)	Cass.-Quarz	Cass.	Quarz, Wolframit	W	"		TESTA (1922)
Nghe. S. Matta (Massiv 1)	(Cass.)-Sulfid	Cass.(?) Sn-Sulfide	Quarz, Chlorit, Cu-Pb-Zn-Sulfide, Wolframit, Arsenkies	As, Pb, Zn, Cu, W	Meta-Sandstein, Meta-Quarzporphyr (Ordoviz.)	Wiederholter Abbauversuch auf Cu, Pb, Zn von 1881 - 1922 bzw. 1935.	BISTE (1975, 1977)
Perda Majori (Massiv 3)	MoS <sub>2</sub> -Wolframit	Cass. Sn-Sulfide	Quarz, Kfsp., Glimmer, Topaz, MoS <sub>2</sub> , Wolframit, Fluorit	Mo, W, F, B	"	Wiederholte Abbauversuche seit 1918 auf Mo, W.	BACCOS (1968), VENERANDI (1968), BISTE (1977)
Brcu. Sciolas (Massiv 2)	Skarn	Cass.(?) Grandit	Kalksilikate, ZnS, FeS, Cu-Kies, Fluorit	Zn, Cu, F	Kalksilikatfels, Flaserschiefer (Ordoviz.)	Abbauversuch von 1880 bis 1885 auf Cu, Zn.	KANN (1980 in Vorb.)
Baccu Arroddas (Massiv 1)	Skarn	Cass.(?) Grandit	Kalksilikate, ZnS, FeS, Cu-Kies	Zn, Cu	"	Wiederholter Abbauversuch von 1874 - 1955 auf Zn, Cu.	BISTE (1975)

Tab. 1: Primäre Zinn-Lagerstätten und -Vorkommen S-Sardiniens.

Tab. 1: Primary tin deposits and occurrences of S-Sardinia.

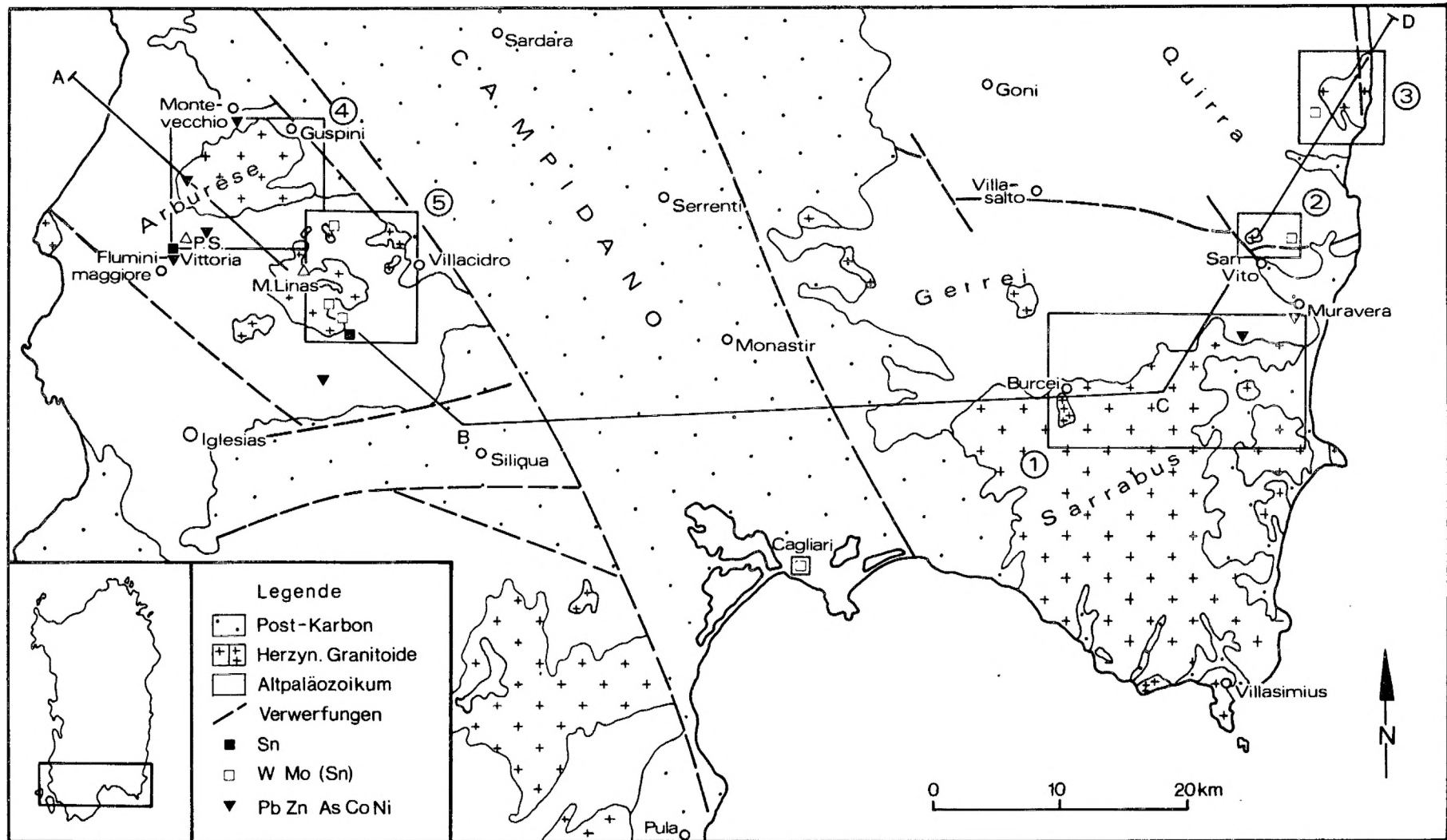


Abb. 4: Lage der untersuchten Granite und deren Lagerstätten. A-D: Profillinie der Abb. 5.

Fig. 4: Local position of the investigated granites and their ore deposits. A-D: cross-section, compare Fig. 5.

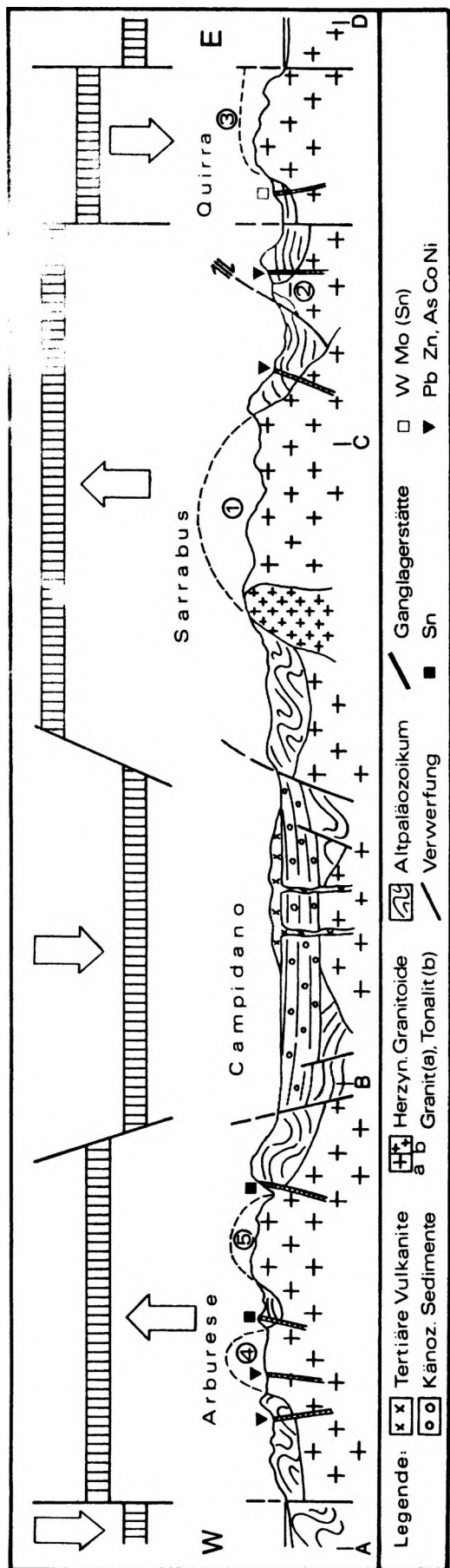


Abb. 5: Geologisches E-W-Profil durch S-Sardinien und post-karbonische Schollenbewegungen.  
 Fig. 5: Geological cross-section of S-Sardinia and post-carboniferous tectonic movements.

#### 4. GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DER UNTERSUCHTEN GRANITE

##### 4.1 Lage und geologischer Rahmen

Untersuchungsgegenstand dieser Arbeit bilden 5 Granitmassive (G 1 - 5) S-Sardiniens, die in paläozoische Metagesteine intrudiert sind und als Äquivalente des nordsardischen Grundgebirges angesehen werden können. Es sind dies:

1. der Sarrabus-Granit,
2. der San-Vito-Granit,
3. der Arburese-Granit und der Aufbruch an der Punta Santa Vittoria,
4. der Monte-Linas-Granit und der Aufbruch an der Perda è Pibera.

Abb. 4 zeigt die Lage dieser Granitmassive und die Verteilung der wichtigsten Ganglagerstätten. Außerdem vermittelt das E-W-Profil (Abb. 5) eine Vorstellung über die Tiefenerstreckung der Magmatite, ihre strukturelle Beziehung zu den Verwerzungen und das Ausmaß postgranitischer Hebungen.

Aufgrund ihrer postkinematischen Platznahme durchschneiden die Granite alle sedimentären Gefüge und prä-westphalen tektonischen Strukturen im schwach regionalmetamorphen Grundgebirge mit scharfem diskordanten Kontakt. Daneben zeigen die Massive bedeutende Unterschiede in ihrer Form und Größe, dem Intrusionsniveau sowie ihrer Lagerstättengefölgenschaft.

Die Granitoide Nord- und Mittel-Sardiniens besitzen ein Entstehungsalter von 280 bis 300 m. a. (Abb. 2). Weitere radiometrische Datierungen an Magmatiten des Sulcis ergaben dasselbe Alter, so daß auch für die Granite S-Sardiniens ein einheitliches Bildungsalter von 280 bis 300 m. a. anzunehmen ist (COCOZZA et al. 1977).

##### 4.2 Geologischer Bau und Lagerstätten der Granitvorkommen

Vom heutigen Erosionsniveau der Granite ausgehend, lassen sich Struktur und zeitliche magmatisch-metallogenetische Entwicklung näherungsweise rekonstruieren. Die Ergebnisse finden sich in den Abb. 6 - 13 zusammengefaßt. Erst eine detaillierte Analyse dieser Art kann den "Erzbringerganit" bzw. den Charakter der erzgenerieren-

den Prozesse definieren und Aussagen über die Zinn-Höflichkeit zulassen.

Die Magmatite S-Sardiniens repräsentieren palingene Pluton-Granite, die, da sie in devonische bzw. karbonische Meta-Gesteine intrudierten, ein relativ hohes Intrusionsniveau (mesoabyssal bis hypabassisch) erreichten.

Granitmassiv G		1	2	3	4	5
Magmat. bzw. pegmatitische Hauptkristallite	Tonalit	□				
	Quarzdiorit und Granadiorit	□				
	Monzogranit	□			■	□
	Leukogranit (normal)	▼	▼	▼	▼	▼
	Alkalifeldspat-reicher Leukogranit	□	□		□	■
	Zweiglimmergranit		□	▼	▼	□
	Qz-Alk. Fsp.-Pegmatoid	□		■	□	■
Spät- bis postmagmatische Prozesse	Autometasomatose	□	□	▼	▼	▼
	Vergreisenung	□	□	■	□	
	Kalium-Metasomatose	□	□		□	
	Hochthermale Vererzungen (Sn, W, Mo)	□	□	■	□	▼
	Mesothermale Vererzungen (Pb, Zn)				▼	■
	Aplit	▼	□	■	▼	□
	Lamprophyr	▼		■	□	□
	Quarzporphyr	▼				

Abb. 6: Magmatisch-metallogenetische Entwicklung der Granite S-Sardiniens.

□: selten, ■: häufig, ▼: sehr häufig.

Fig. 6: Magmatic-metallogenetic evolution of the granites of S-Sardinia. It means

□: rare, ■: frequent, ▼: very frequent.

#### 4.2.1 Sarrabus-Granit (Abb. 8)

Dieses Massiv läuft im E und S in das Thyrrhenische Meer und wird im SW vom Tertiär des Campidano-Grabens diskordant begrenzt. Durch seine Fläche mit mindestens 550 km<sup>2</sup> stellt es in S-Sardinien den größten, zusammenhängend aufgeschlossenen Pluton dar. Der Apikalbereich ist bereits weit abgetragen, so daß das Massiv in seiner heutigen Erstreckung ein unteres (mesoabyssales) Intrusionsstockwerk darstellt. Abgesehen von einigen kleinen tonalitisch bis quarzdioritisch zusammengesetzten Körpern läßt sich, trotz petrologischer Vielfalt der Leukogranite, kein besonderer struktureller Bau erkennen. Auch spätmagmatische Bildungen wie Vergreisenungen sind selten. Die Kontaktfläche zur Schieferhülle fällt unregelmäßig ein. Wie aber der Verlauf der bis zu 500 m mächtigen Kontaktaureole im Nebengestein zeigt, besitzt der Pluton zwischen Muravera und Burcei insgesamt eine sehr steil einfallende N-Flanke.

Neben kleineren gangförmigen hochthermalen Cu-As-W-Vererzungen (BISTE 1977) treten auch vereinzelt Skarnmineralisationen mit geringen Zinngehalten auf (Tab. 1). Die an prägranitische Störungsflächen und silurische euxinische Metasedimente gebundenen Pb-Zn-Ag-Lagerstätten der Monte-Narba-Formation dagegen präsentieren nach SCHNEIDER (1972) schichtgebundene Lagerstätten ohne stoffliche Beziehung zum Granit.

#### 4.2.2 San-Vito-Granit (Abb. 9)

Strukturell handelt es sich um die kegelförmige Aufwölbung eines tiefer liegenden Plutons, dessen Apikalbereich N der Gemeinde San Vito mit 2 km<sup>2</sup> Fläche aufgeschlossen ist. Die weitflächige kontaktmetamorphe Veränderung der paläozoischen Gesteine im N und E der Intrusion zeigt, daß dort die Granitoberfläche flacher abtaucht.

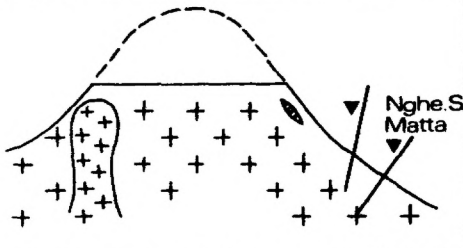
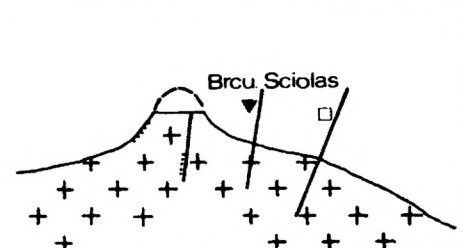
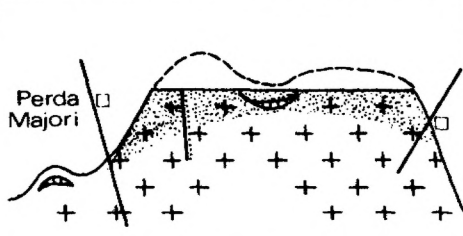
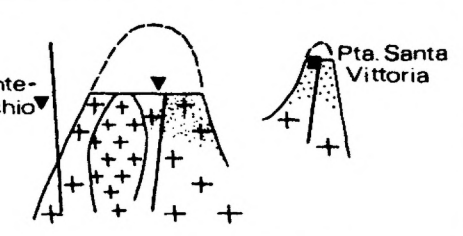
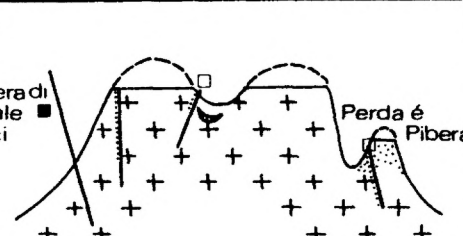
Struktureller Baustil	Bemerkungen	Zinn-Höflichkeit
<p>G1</p> 	<p>Plutongranit mit meso=abyssalem Intrusionsniveau, Apikalbereich erodiert.</p>	<p>gering</p>
<p>G2</p> 	<p>Apikalbereich eines hyp=abyssischen Plutongranites mit ehemals geringer Gasphase.</p>	<p>gering</p>
<p>G3</p> 	<p>Oberster Apikalbereich eines meso- bis hypabys= sischen Plutongranites mit ehemals hoher Gasphase.</p>	<p>gut</p>
<p>G4</p> 	<p>Oberster Apikalbereich eines hypabyssischen Plu= tongranites mit hoher Gasphase (Pta. S. Vittoria).</p>	<p>gut</p>
<p>G4</p> 	<p>Oberster Apikalbereich eines hypabyssischen Plu= tongranites mit z.T. hoher Gasphase.</p>	<p>gut</p>
<p> <span style="display: inline-block; border: 1px solid black; padding: 2px;">+</span> 1                 <span style="display: inline-block; border: 1px solid black; padding: 2px;">+</span> 2                 <span style="display: inline-block; border: 1px solid black; padding: 2px;">+</span> 3                 <span style="display: inline-block; border: 1px solid black; padding: 2px;">+</span> 4                 <span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: black;"></span> 5                 <span style="display: inline-block; border: 1px solid black; padding: 2px;">□</span> 6                 <span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; border-bottom: 2px solid black;"></span> 7         </p>		

Abb. 7: Geologischer Bau und Lagerstättenführung der untersuchten Granitkomplexe. 1) Tonalit, Quarzdiorit, Granodiorit, 2) Leukogranit, 3) Zweiglimmergranit, 4) Greisen, 5) Zinn-Vererzungen, 6) Mo-W-Vererzungen, 7) Cu-As-Zn-(Sn)-Vererzungen.

Fig. 7: Geology and ore deposits and occurrences associated with the granite massifs. 1) Tonalite, granodiorite, quartzdiorite, 2) leucogranite, 3) two-mica-granite, 4) greisen, 5) tin mineralization, 6) Mo-W mineralization, Cu-As-Zn mineralization.

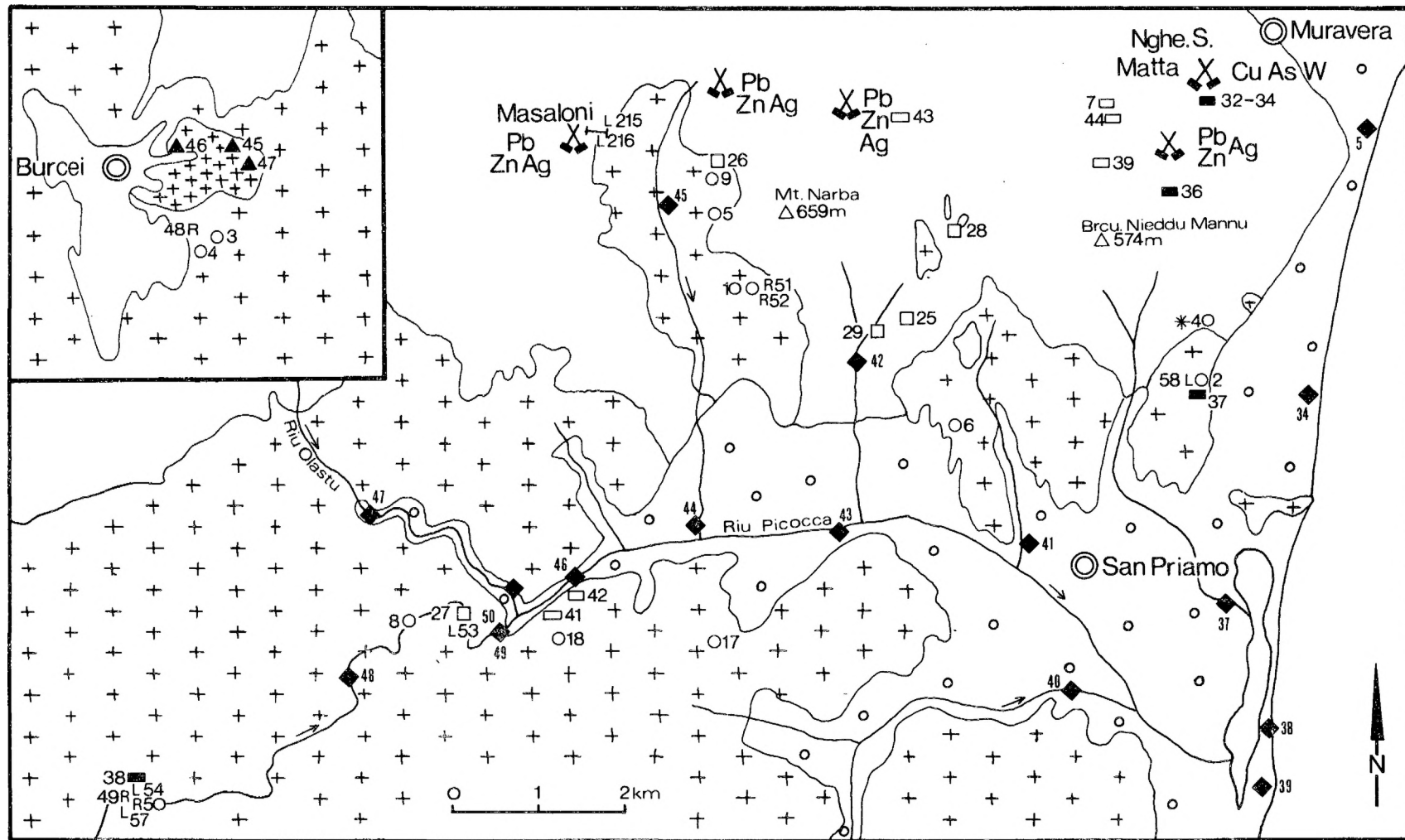


Abb. 8: Geologie, Lagerstätten und Probenahmepunkte des Sarrabus-Granites. Signaturen vgl. Tab. 29 B im Anhang und Abb. 9.

Fig. 8: Geology, ore deposits and sample localities of the Sarrabus-Granite. Symbols compare tab. 29 B of the appendix and fig. 9.

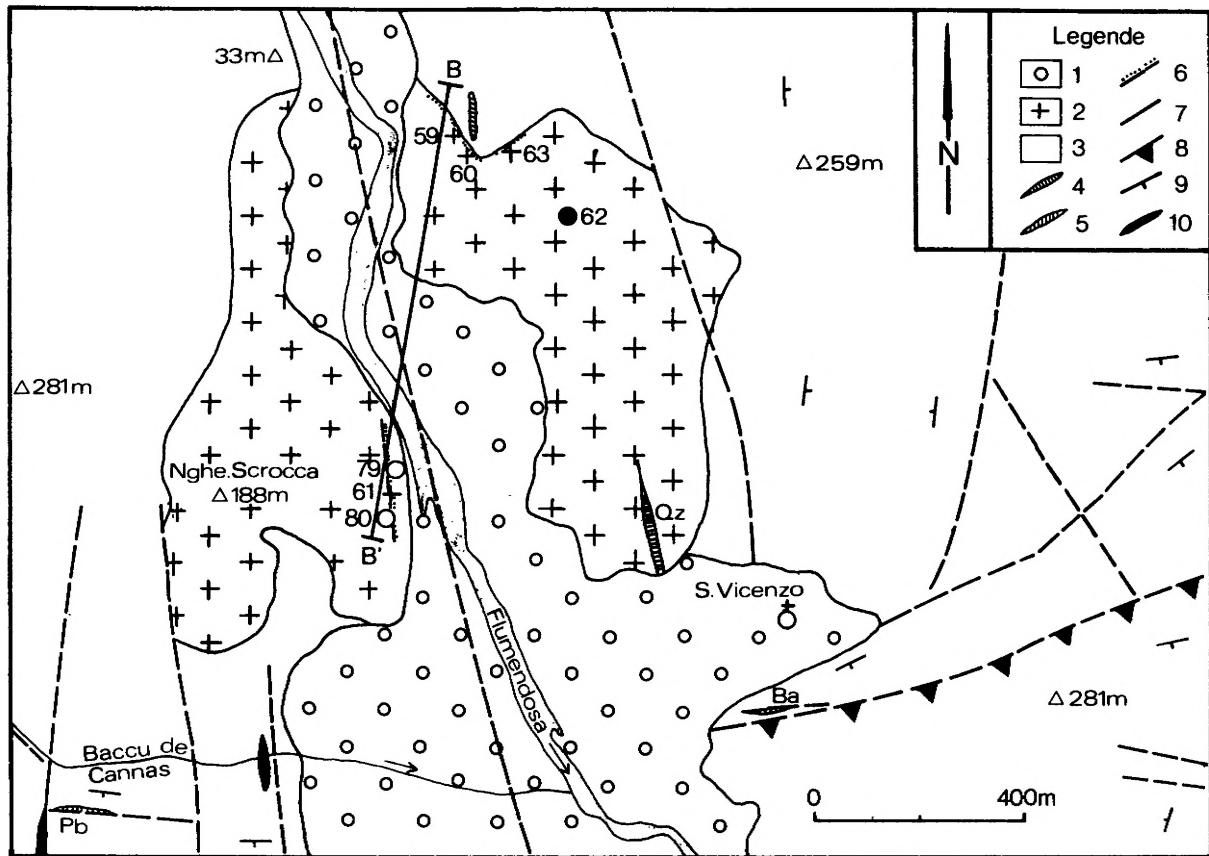


Abb. 9: Geologie, mineralische Vorkommen und Probenahmepunkte des San-Vito-Granites. Signaturen vgl. Tab. 29 B im Anhang. 1) Quartär, 2) Leukogranit, 3) Altpaläozoikum, 4) Mineralisationen (Pb, Ba, Qz), 5) Aplite, 6) Greisen, 7) Störungen, 8) Überschiebung (Villasalto-Sprung), 9) Streichen und Fallen, 10) Lamprophyr.

Fig. 9: Geology, mineral occurrences and sample localities of the San-Vito-Granite. Signatures compare tab. 29 B in the appendix. 1) Quaternary, 2) leucogranite, 3) Lower Palaeozoic, 4) mineralization (Pb, Ba, Qz), 5) aplite, 6) greisen, 7) faults, 8) overthrust (Villasaltosprung), 9) strike and dip, 10) lamprophyre.

Petrologisch besteht der San-Vito-Granit aus extrem Biotit-armem Leukogranit, der im Kern des Massives hypidiomorphe und zum Rand hin porphyrische Struktur aufweist. Am Endokontakt findet sich sporadisch eine bis zu 1 m mächtige vergreisente Zone (Quarz-Muskowit-Greisen). Obwohl auch innerhalb des Massives N-S, untergeordnet auch E-W streichende saiger stehende Kluftgreisen von bis zu 0,5 m Mächtigkeit auftreten, erreichten metasomatische Prozesse insgesamt keine besondere Bedeutung. Zweiglimmergranite, wie sie bei ehemals hohen Gehalten an leichtflüchtigen Bestandteilen zu erwarten wären, fehlen vollständig. Dementsprechend ist die Lagerstättengfolgschaft mit kleineren Zn-Cu-Sn-führenden Skarnvorkommen und gangförmigen Mo-Vererzungen ebenfalls unbedeutend.

#### 4.2.3 Quirra-Granit (Abb. 10)

Von den Granitmassiven SE-Sardiniens hebt sich der nach dem Salto di Quirra benannte "Quirra-Granit" deutlich ab. Im E von N-S streichenden küstenparallelen Randbrüchen alpidischen Alters begleitet, wird er dort vom Tyrrhenischen Meer begrenzt. Seine insgesamt unregelmäßige Ausbißfläche nimmt eine Größe von mindestens 10 km<sup>2</sup> ein.

Flachliegende Metasedimentschollen im höchsten Teil der Intrusion lassen einen Apikalbereich mit weitgespannter Dachfläche und relativ steil abtauchenden Flanken rekonstruieren. N der Mo-W-Lagerstätte Perda Majori gesellt sich zudem eine wenige 100 m<sup>2</sup> große Aufwölbung, die den gleichen Internbau wie der Hauptkörper besitzt, nämlich im Dach einen linsenförmigen etwa 3 m mächtigen Stockscheider (Quarz-Alkalifeldspat-Pegmatoid), der von fein- bis mittelkörnigem Zweiglimmergranit unterlagert wird. Ansonsten bildet ein stark autometamorph überprägter Leukogranit die Hauptmasse der Intrusion. Zahlreiche feinkörnige, bis zu 0,3 m mächtige leukogranitische Apophysen sind an NNW-SSE streichende steilstehende Klüfte gebunden. Gelegentlich durchschlagen sie auch in söhlicher Lage das Granitmassiv. Kluftgreisen dagegen treten selten geringmächtig, meist innerhalb N-S



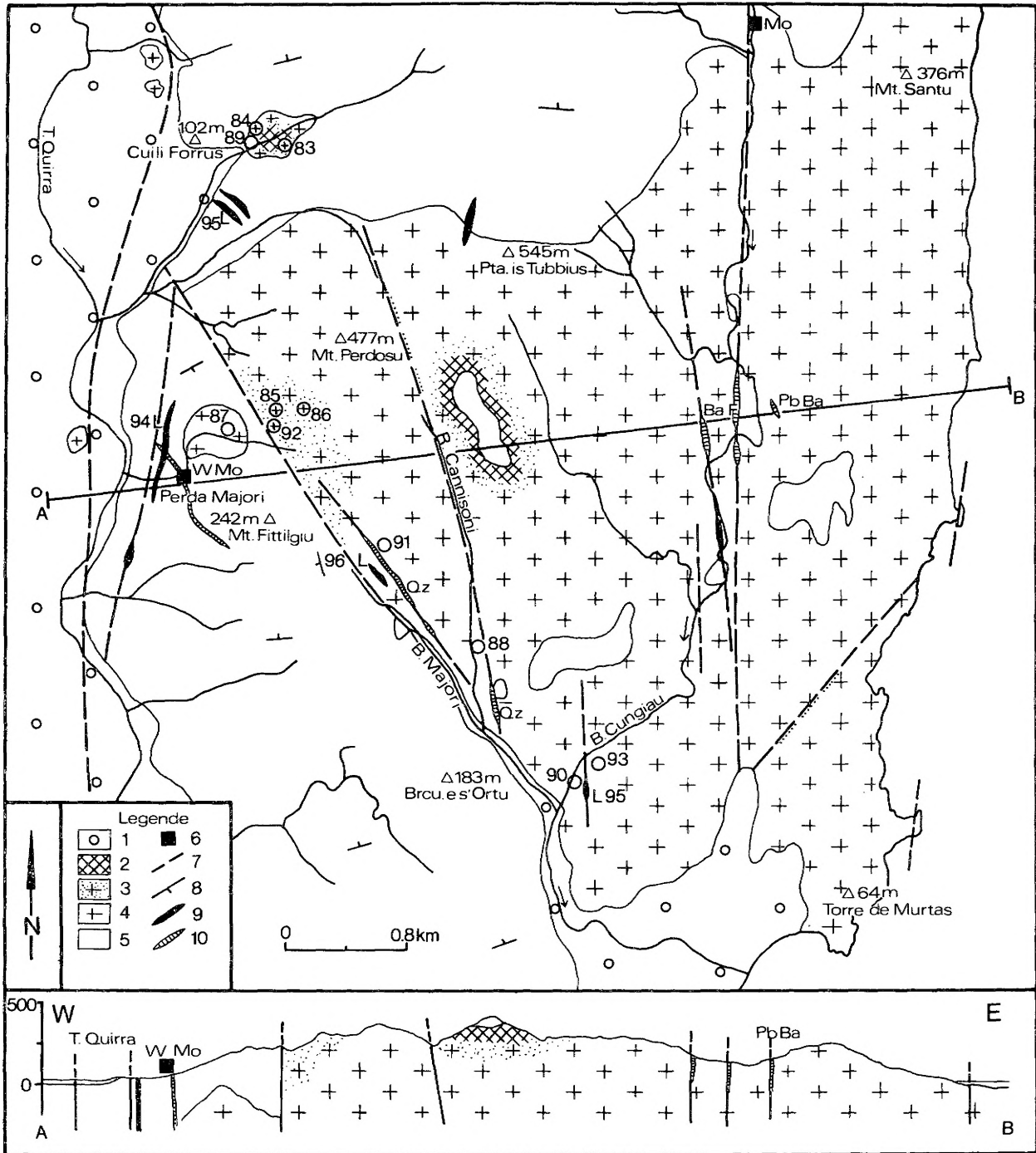


Abb. 10: Geologie, Lagerstätten und Probenahmepunkte des Quirra-Granites. Signaturen vgl. Tab. 29 B im Anhang.  
 1) Quartär, 2) Quarz-Alk.Fsp.-Pegmatoid, 3) Zweiglimmergranit, 4) Leukogranit, 5) Altpaläozoikum, 6) Vererzung,  
 7) Störung, 8) Fallen und Streichen, 9) Lamprophyr, 10) Gangmineralisation.

Fig. 11: Geology, ore deposits and sample localities of the Quirra-Granite. Symbols compare tab. 29 B of the appendix.  
 1) Quaternary, 2) quartz-alk.fsp.-pegmatoids, 3) two-mica-granite, 4) leucogranite, 5) Lower Palaeozoic, 6) mineralization,  
 7) fault, 8) dip and strike, 9) lamprophyre, 10) vein mineralization.

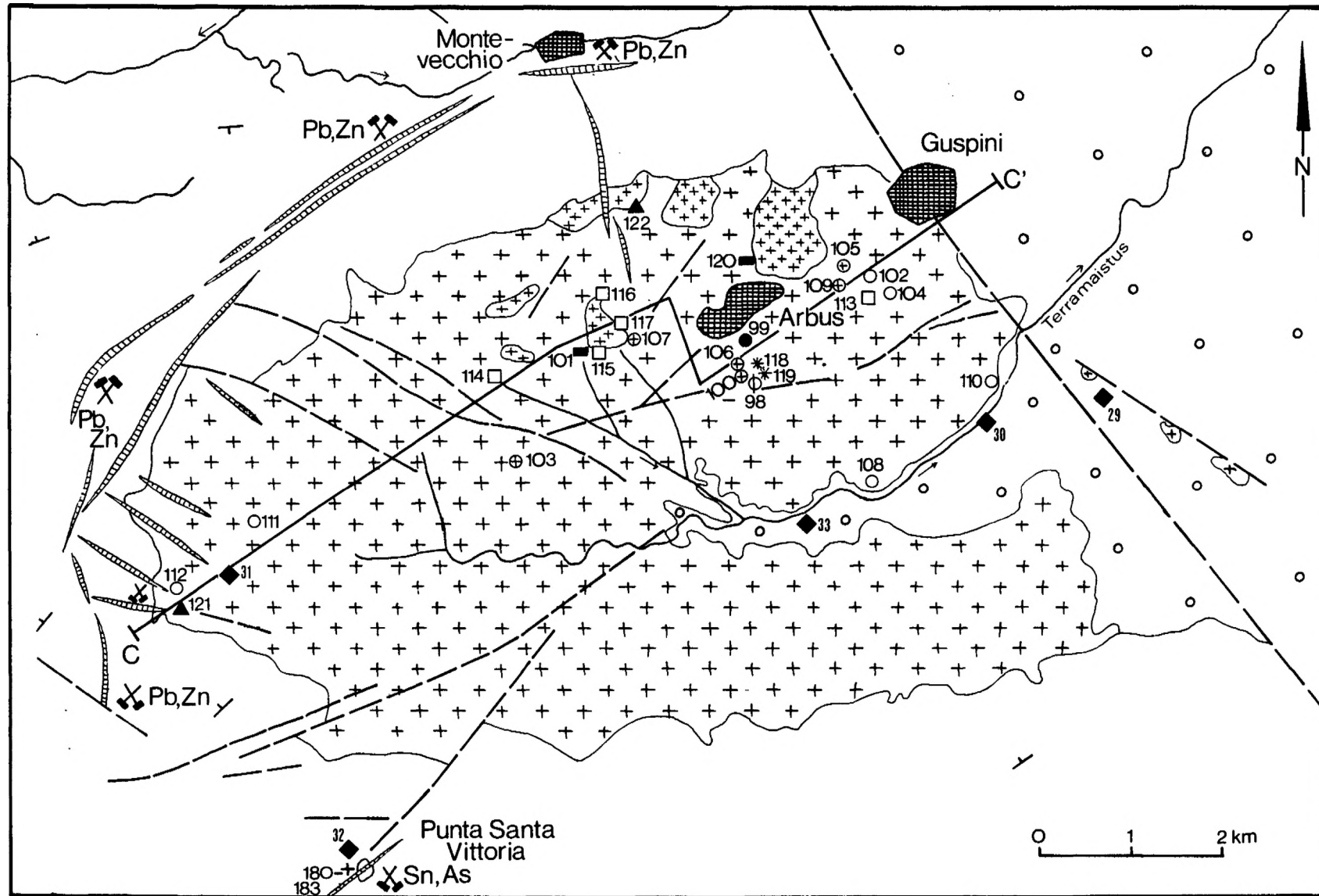


Abb. 11: Geologie, Lagerstätten und Probenahmepunkte des Arburese-Granites. Signaturen vgl. Tab. 29 B im Anhang und Abb. 9.

Fig. 11: Geology, ore deposits and sample localities of the Arburese-Granite. Symbols compare tab. 29 B and fig. 9.

streichender Klüftzonen auf (Monte Perdosu).

Metallogenetisch wird der besondere Charakter des Quirra-Granites durch das Auftreten hochthermaler Vererzungen unterstrichen. Peripher finden sich nicht weit vom Granitkontakt die hochtemperierte W-Mo-Lagerstätte Perda Majori (BACCOS 1968, VENERANDI 1968) mit pneumatolitisch entstandenem Quarz, Alkalifeldspat und Topaz sowie weitere kleinere, unbedeutende Mo-Vererzungen (SALVADORI 1958).

#### 4.2.4 Arburese-Granit und Aufbruch an der Punta Santa Vittoria (Abb. 11, 12)

Mit ovalem, etwa E-W streichendem Ausbiß nimmt der Arburese-Granit (benannt nach der Landschaft Arburese) eine Fläche von ca. 100 km<sup>2</sup> ein. Die Kontakte fallen mit 50° bis 70° gleichmäßig steil ein. Weitverbreitet sind syn- bis postintrusiv entstandene Bruchstrukturen und eine reichhaltige Lagerstättengefoldschaft. Schon ältere Autoren heben deshalb die minerogenetische Ähnlichkeit mit den klassischen Lagerstättenprovinzen hervor (BORGHESAN 1945, JENSEN & DESSAU 1966 u. a.).

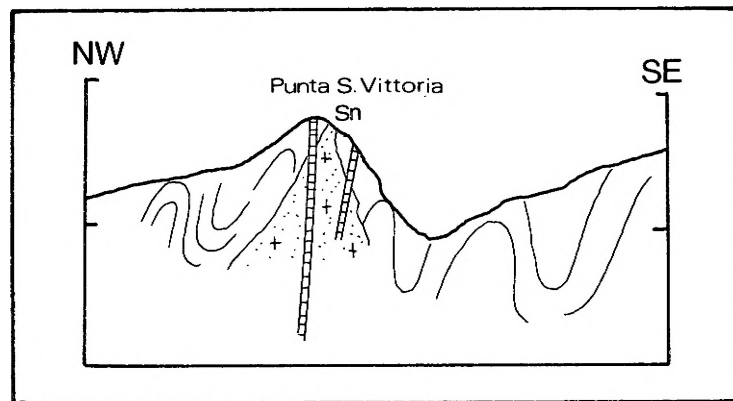


Abb. 12: Aufschlußsituation an der Punta Santa Vittoria, Arburese.  
Fig. 12: Geological situation bear Punta Santa Vittoria, Arburese.

Strukturell bildet der Arburese-Granit den Apikalbereich eines tiefer liegenden Plutones, dessen oberster Abschnitt bereits 500 m tief abgetragen ist. Der in der bisherigen Literatur noch unerwähnte Greisen-Aufbruch an der Punta Santa Vittoria liegt mit 640 m über NN orographisch wesentlich höher und repräsentiert mit seiner Aufschlußfläche von wenigen 100 m<sup>2</sup> den obersten Teil einer Granitaufbeulung. Zudem folgt dort eine Cassiterit-Arsenkies-Quarz-Vererzung einer N 30° E streichenden Bruchzone, die den Greisenkörper und sein Nebengestein diskordant durchsetzt. Petrologisch zeigt der Arburese-Granit eine große Vielfalt. Weit verstreut befinden sich im Leukogranit kleine monzogranitische Körper sowie Zweiglimmergranit im Zentralteil E von Arbus.

Die autometamorphe Umwandlung dieser Varietäten ist häufig. Außerdem dienten Bruchstrukturen als Zirkulationskanäle für hydrothermale Lösungsströme. Sie verursachten eine Umwandlung des Granites (Serizitisierung, Kaolinisierung) sowie den Absatz bedeutender mesothermaler Pb-Zn-Vererzungen mit den Lagerstätten Montevecchio, Ingurtosu und Gennamari. Über die Zusammensetzung des obersten bereits abgetragenen Intrusionsstockwerkes kann nur spekuliert werden. Vergreisung, wie vergleichsweise im Aufbruch an der Punta Santa Vittoria, mit entsprechender Lagerstättenbildung ist nicht auszuschließen.

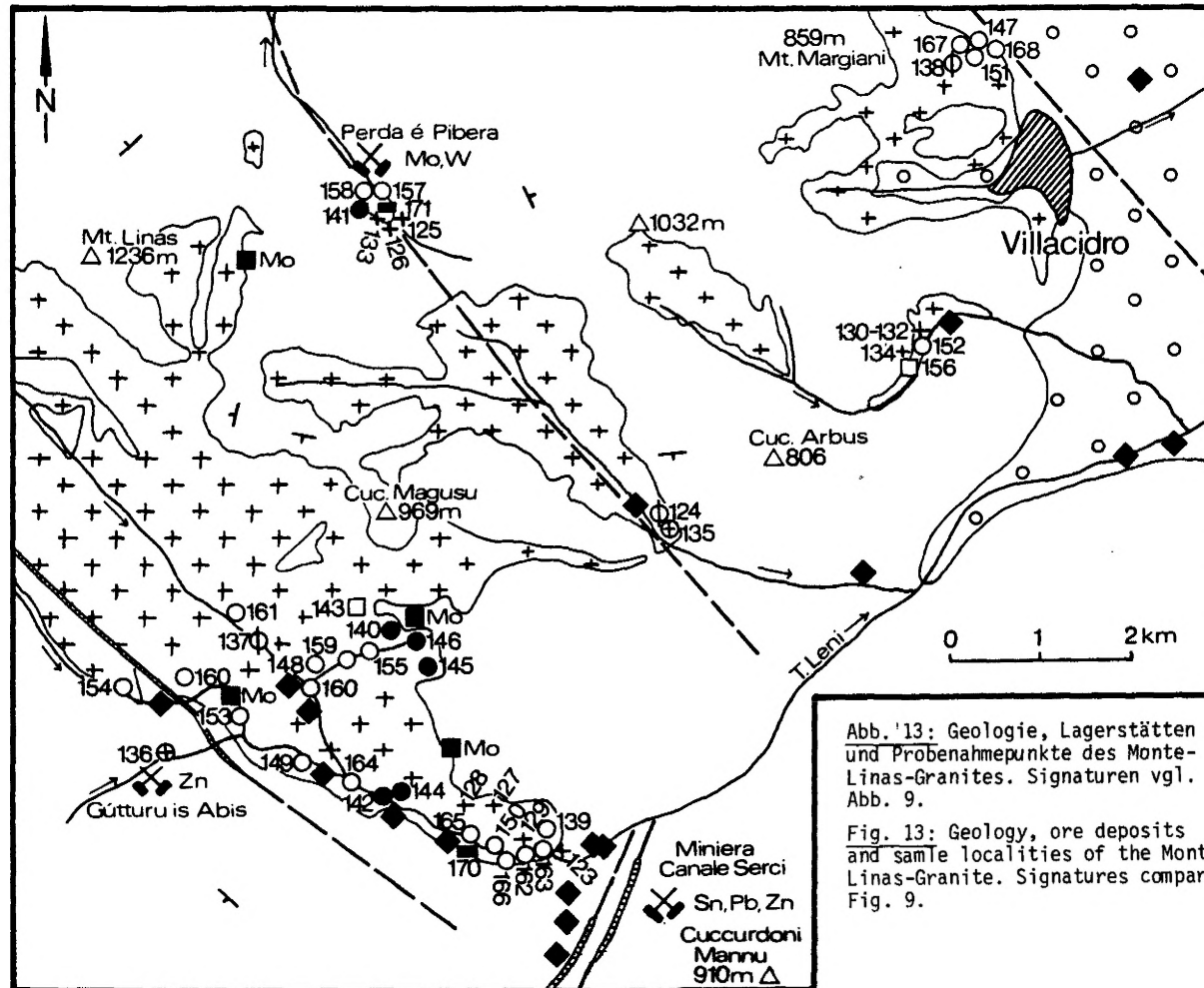


Abb. 13: Geologie, Lagerstätten  
 und Probenahmepunkte des Monte-  
 Linas-Granites. Signaturen vgl.  
 Abb. 9.

Fig. 13: Geology, ore deposits  
 and sample localities of the Monte-  
 Linas-Granite. Signatures compare  
 Fig. 9.

#### 4.2.5 Monte-Linas-Granit und Aufbruch bei Perda ë Pibera (Abb. 13)

S der Linie Fluminimaggiore/Gonosfanadiga wird das paläozoische Grundgebirge von zahlreichen unregelmäßigen Granitausbissen durchsetzt. Diese Situation wird einerseits durch das unruhige Relief der Granitoberfläche und andererseits durch das Ineinandergreifen postgranitischer Schollenverschiebungen und mehrerer Erosionsphasen verursacht. Im Rahmen dieser Arbeit wurden nur die Ausbisse des Viereckes Monte Linas (1237 m), P. Cuccurdoni Manu (910 m), Villacidro und M. Margiani (859 m) mit etwa 50 km<sup>2</sup> Gesamtfläche untersucht.

Strukturell stellt diese Zone die Dachregion einer Intrusion dar, die von kontaktmetamorphen Schiefnern lappig durchsetzt wird. Außerhalb des oben abgegrenzten Gebietes taucht der Granit mit steilen Flanken in die Tiefe ab.

Leukogranit besitzt den weitaus größten Anteil am Aufbau des Massives. Am Torrente Leni z. B. wird ein porphyrischer Kern von einer hypidiomorph körnigen Hülle umgeben (Abb. 25). Der Kontakt wird bereichsweise von einer feinkörnigen Randzone und Linsen aus Quarz-Alkalifeldspat-Pegmatoid nachgezeichnet. Charakteristisch ist das Auftreten von Zweiglimmergranit und eine starke autometamorphe Überprägung des Massives. An Klüfte gebundene Alkalifeldspat-Metasomatite und Vergreisenungen mit Gehalten von Cassiterit, Molybdänglanz und Kupferkies unterstreichen noch die Bedeutung dieser spätmagmatischen Überprägung.

Die Aufbrüche bei der Perda ë Pibera und am Oberlauf des Riu Narti besitzen mit ihren Kappen- und Kluffvergreisungen sowie einer z. T. reichhaltigen Mo-W-Vererzung große Ähnlichkeit mit dem Aufbruch an der Punta Santa Vittoria. Mit der Pb-Zn-Sn-Lagerstätte am Canale Serci befindet sich außerdem die bedeutendste Zinnlagerstätte Sardinens im Gebiet des Monte Linas (s. Kap. 3.6).

#### 4.3 Petrologischer Charakter der Granitoide

Voraussetzung für die Interpretation der geochemischen Analysen von Granitoiden ist die Erfassung ihrer petrologischen Variabilität. Dazu wurde von Proben aus allen 5 Massiven der modale Mineralbestand routinemäßig ermittelt (Tab. 31, Anhang). Demnach fällt der größte Teil der untersuchten Magmatite im Diagramm nach STRECKEISEN (1974) in das Granitfeld (Abb. 14). Basische Gesteine, wie Tonalit, Granodiorit etc., sind dagegen seltener. Einige Proben besitzen quarzsyenitische bis quarzmonzonitische Zusammensetzung. Es sind dies vermutlich Produkte einer postmagmatischen Kalium-Metasomatose mit erhöhtem Alk-Fsp-Anteil.

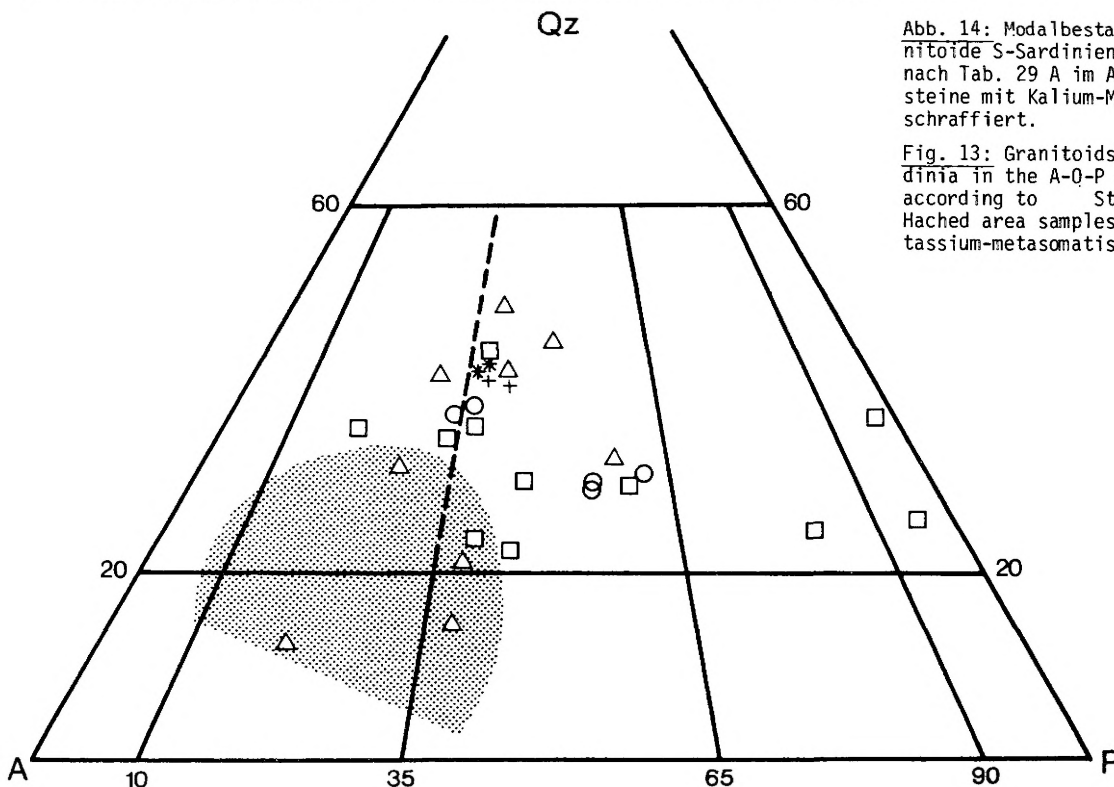


Abb. 14: Modalbestand der Granitoide S-Sardiniens. Symbole nach Tab. 29 A im Anhang. Gesteine mit Kalium-Metasomatose schraffiert.

Fig. 13: Granitoids of S-Sardinia in the A-Q-P diagram according to Streckeisen. Hatched area samples with potassium-metasomatism.

Zusammenfassend läßt sich folgende petrographische Gliederung durchführen (italienische Gesteinsbezeichnung nach DI SIMPLICIO 1975: 1021):

1. Tonalit ("facies piú basiche gabbro-tonalitiche"),
2. Quarzdiorit und Granodiorit ("facies quarzdioritiche e granodioritiche"),
3. Monzogranit und Leukogranit ("facies granitiche" bzw. "facies granodioritiche ... monzograniti e granodioriti monzogranitiche").

Davon sind der

Monzogranit: quarzarm mit etwa 30 Vol. %, Alk-Fsp-Anteil kleiner 50 Vol %, Farbzahl (Biotit): größer 5 Vol. %.

Leukogranit: quarzreich mit 40 - 50 Vol. %, Alk-Fsp-Anteil 60 - 70 Vol %, Farbzahl (Biotit): kleiner 5 Vol. %.

Die petrologische Unterteilung der Magmatite Nord- und Mittel-Sardiniens kann also auch auf die Intrusivgranite im Süden der Insel angewandt werden. Insgesamt reicht die Spannbreite von Plagioklas- und Mafit-reichen Gesteinen bis hin zu Magmatiten mit Quarz-Kalifeldspat-Vormacht. Vorkommen von Alkaligesteinen sind bisher unbekannt. Für Süd-Sardinien charakteristisch ist die Häufigkeit der Leukogranite von z. T. syenogranitischer Zusammensetzung und das Auftreten von Greisenbildungen insbesondere im Bereich des Monte-Linas-Granites.

Für die intermediären Gesteine der Gruppen 1 und 2 wird nachstehend nur eine mikroskopische Kurzbeschreibung gegeben, da sie nicht den Schwerpunkt der Untersuchungen bilden. Für alle untersuchten Proben finden sich in Tabelle 30 des Anhangs die petrographischen Beobachtungen (Gefüge, Korngröße etc.) zusammengefaßt.

#### 4.3.1 Tonalit

Gesteine dieser Art treten nur innerhalb des Sarrabus-Granites auf (Proben 45, 46, 47). Dort befinden sich kleine Massive von etwa 1,5 km<sup>2</sup> E der Ortschaft Burcei (Gerrei) und außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes am Capo Cabonara bei der Ortschaft Villasimius (Abb. 4). Das Vorkommen bei Burcei besitzt einen tonalitischen Kern, der von einer dioritisch-tonalitischen Hülle umgeben wird (DI SIMPLICIO et al. 1974).

Salische Minerale: Plagioklas (Labrador) mit meist starker Saussuritisierung, Quarz, Orthoklas (selten).  
Femische Minerale: Reliktischer Pyroxen mit randlicher Umwandlung in Hornblende (Aktinolith-Gruppe). Biotit als Primärausscheidung, z. T. in kleinen Aggregaten Hornblende verdrängend, schwach chloritisiert.  
Struktur: Hypidiomorph körnig, fein- bis mittelkörnig.

Nach DI SIMPLICIO et al. (1974) sind intermediär zusammengesetzte Massive dieser Art als älteste Produkte des herzynischen Magmatismus anzusehen. Der unmittelbare Kontakt zur Klärung der Altersstellung zum Leukogranit konnte bei Burcei nicht beobachtet werden.

#### 4.3.2 Quarzdiorit und Granodiorit

Gesteine dieser Gruppe sind in den untersuchten Gebieten äußerst selten anzutreffen. Sie bilden kleine Bereiche von höchstens einigen m<sup>3</sup> in granitischem Nebengestein, und zwar nur im Sarrabus-Granit.

Bei den Vorkommen mit quarzdioritischer Zusammensetzung handelt es sich um mesokrate Einschlüsse, die bei der Intrusion mitgeschleppt wurden (Proben 48, 51, 52).

Salische Minerale: Plagioklas mit ausgeprägtem Zonarbau (Labrador mit bytownitischem Kern), meist stark saussuritisiert; Orthoklas und Quarz treten nur untergeordnet auf.

Femische Minerale: Biotit mit 20 - 35 Vol. %, teilweise stark chloritisiert.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit.

Struktur: hypidiomorph, fein- bis mittelkörnig.

Die Zusammensetzung dieser Vorkommen schwankt von quarzmonzo- bis quarzdioritischer Zusammensetzung.

Granodiorit tritt dagegen nur im Bereich der Miniera Masaloni nahe am Kontakt zur Schieferhülle zusammen mit Monzogranit auf.

#### 4.3.3 Granite

Granite bilden die Hauptmasse der untersuchten Massive. Die Spannbreite ihres modalen Mineralbestandes und die strukturelle Ausbildung schwankt sehr weit. Hauptgemengteile bilden Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Biotit. Hornblende als weiterer femischer Bestandteil ist äußerst selten und wurde nur in einem Fall beobachtet (Probe 26).

#### 4.3.3.1 Monzogranit

Je nach Mafitgehalt haben die Monzogranite hellgraue bis graue Farbe. Gehalte von rötlichem Alkalifeldspat verursachen auch rosa-farbige Varietäten. In der Regel besitzen sie hypidiomorphe, mittel- bis grobkörnige Struktur. Ungleichkörnige Varietäten, wie sie DI SIMPLICIO et al. (1975) aus Mittel- und Nord-Sardinien beschreiben, sind in den untersuchten Gebieten nicht vorhanden. Im nicht bearbeiteten zentralen und südlichen Abschnitt des Sarrabus-Granites treten allerdings derartige ungleichkörnige Varietäten mit Kalifeldspat-Einsprenglingen bis zu 10 cm Kantenlänge und melanokraten Einschlüssen (Biotit, Amphibol) auf.

Im Vergleich zum Leukogranit ist die Verbreitung des Monzogranites auf den Sarrabus- und Arburese-Granit beschränkt. Aber auch in diesen Massiven bildet er nur kleinere, höchstens mehrere 100 m<sup>2</sup> große Aufschlüsse. Der Übergang zum umgebenden Leukogranit ist fließend.

Je nach Biotitgehalt läßt sich granodioritischer Monzogranit (8 - 12 Vol. %, Proben 30, 113, 116, 117) von Monzogranit (5 - 8 Vol. %, Proben 26, 27, 28, 29) unterscheiden.

U. d. M. bildet der xeno- bis hypidiomorphe Kalifeldspat oft Karlsbader Zwillinge. Seine meist perthitischen Kristalle sind durch fortgeschrittene Kaolinisierung stark getrübt. Die Begrenzung zu Plagioklas wird nicht selten durch Myrmikit nachgezeichnet (Tafel 1/1).

Plagioklas bildet leistenförmige, oft gedrungene, mittel- bis grobkörnige (Plag. II), seltener feinkörnige (Plag. I., kleiner 0,5 mm, Probe 117) idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle (Tafel 1/2). Zonarbau (Oligoklas mit Kern aus Andesin) ist weit verbreitet. Die basischen Kerne sind entweder saussuritisiert oder einfach in splittrige Serizitaggregate umgewandelt.

Die xenomorphen Quarze treten zwickelfüllend, seltener auch als frei gewachsene Kristalle auf.

Brauner pleochroitischer Biotit (Lepidomelan) erscheint in grob-, aber auch feinkörnigen Aggregaten. Die mit einer Kantenlänge bis zu 1,5 mm großen Kristalle sind randlich oft angelöst. Eine hypothermale Umwandlung in Chlorit, Fe-Oxide, Epidot und Leukoxen ist fallweise mehr oder weniger stark ausgebildet.

Akzessorien: Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit, Epidot.

Porphyrischer Monzogranit (Probe 26) bildet mit seinem geringen Amphibolgehalt eine Ausnahme:

Bis zu 5 mm große Kristalle aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Amphibol schwimmen in einer feinkörnigen granophyrischen Quarz-Kalifeldspat-Grundmasse (Tafel 1/3). Biotit bildet eigene Phänokristalle und ummantelt Aktinolith/Hornblend-Aggregate ( $\angle \gamma/c \pm 15^\circ$ ).

#### 4.3.3.2 Leukogranit

Mit einem Biotitanteil von max. 5 Vol. % besitzen die Leukogranite im frischen Bruch hellgraue, bei Rotfärbung der Alkalifeldspäte rosa bis hellrote Farben. Die überall anzutreffende tiefgründige Verwitterung (Vergrusung, Tafoni-Verwitterung) verursacht wegen der Oxidation eisenhaltiger Minerale (Biotit, Magnetit) immer rötliche Verwitterungsfarben. Auffallend ist der Reichtum an strukturellen Varietäten. In den einzelnen Massiven läßt sich trotz fließender Übergänge dieser Strukturtypen meist ein zonarer Bau beobachten. Melanokrate Einschlüsse treten nur selten auf (Abb. 8, Probe 48, 51, 52). Dafür sind die Leukogranite reich an miarolitischen (pegmatitischen) Schlieren und Vergreisenungen (Kap. 4.4).

An der Zusammensetzung der Massive bilden die Varietäten der Leukogranite den größten Anteil. Je nach speziellem Mineralgehalt lassen sich folgende Varietäten ausgliedern:

- (a) Leukogranit in normaler Fazies,
- (b) Alkalifeldspat-reicher Leukogranit (> 50 Vol. % Alkalifeldspat-Anteil),
- (c) Muskowit-Biotit-Granit (Zweiglimmergranit).

Die Tab. 2 gibt einen Überblick über die Strukturtypen und deren synonyme Bezeichnungen.

Varietät	Korngröße				Struktur	
	fein	klein	mittel	grob	hypidiomorph	porphyrisch
(a) Leukogranit normal	4,2	7,4	46,3	17	52,4	22,4
(b) Alk.Fsp.-reicher Leukogranit	1,0	2,1	5,1	2,1	10,2	-
(c) Zweiglimmergranit	1,0	6,3	6,3	1,0	14,2	0,6
Synonym	Granit=aplit				Granit=porphyr	

Tab. 2: Korngröße und Struktur der leukogranitischen Varietäten. Relative Häufigkeit (Rel.-%) bezogen auf 95 Proben.

Tab. 2: Grainsize and texture of the leucogranitic rock types. Frequency in rel.-% (95 samples).

(a) Leukogranit in normaler Facies

Porphyrischer Leukogranit:

Diese Varietät tritt weit verbreitet auf. Die porphyrische Struktur ist im Handstück bereits deutlich zu erkennen.

U. d. M. bestehen die Einsprenglinge aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Generation I) und Biotit von 0,4 bis 4 mm Größe. Randliche Anlösung dieser Kristalle ist sehr häufig (Tafel 1/4).

Orthoklas I: Aderperthit, Karlsbader Zwillinge; Albitisierung selten; Kaolinisierung.

Plagioklas I: Zonarbau (Oligoklas mit Andesin-Kern), basischer Kern oft saussuritisiert.

Biotit: braune Einzelkristalle oder Kristallakkumulation; Einschlüsse aus Zirkon (Pleochroitische Höfe, Tafel 1/5), Apatit und Titanit; Chloritisierung bzw. Bleichung (mit Rutil und Epidot= ausscheidungen), Verdrängung durch Muskowit selten.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit, Erz (Magnetit),

Die feinkörnige Matrix setzt sich aus einem Gemenge von Quarz II, Orthoklas II und Plagioklas II (Albit bis Oligoklas) zusammen.

Hypidiomorpher Leukogranit:

In dieser Strukturform ist der Leukogranit in allen Massiven weit verbreitet (Tafel 1/6).

Plagioklas (s. o.), perthitischer Orthoklas (s. o.) und brauner Biotit (s. o.) bilden idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle. Quarz tritt hypidiomorph in Zwickel auf. Akzessorien: Zirkon, Apatit, Titanit, selten Orthit, Erz (Magnetit).

Autometamorphe Umwandlungen sind je nach Lage innerhalb der Granitmassive mehr oder weniger stark ausgeprägt:

Orthoklas: Albitisierung (Schachbrettalbit bzw. intergranular, Tafel 1/7), Mikroklinisierung (selten, Proben 11, 13, 14), Serizitisierung, Myrmikitbildung, Kaolinisierung.

Plagioklas: Saussuritisierung, Serizitisierung.

Biotit: Bleichung, Chloritisierung; Umwandlung in Muskowit ist seltener.

Die Bildung von Fluorit und der Absatz von Erz (Pyrit, SnO<sub>2</sub>, Kupferkies, MoS<sub>2</sub>) leitet schon zu Varietäten mit pneumatolithisch-hydrothermalen Oberprägung über. Diese Gesteine werden in Kap. 4.4 ausführlicher behandelt.

Granophyrischer Leukogranit:

Vereinzelt tritt Schriftgranit (Tafel 1/8), meist am Kontakt zur Schieferhülle in linsigen Schlieren oder in Apophysen im Exokontakt auf. Er ist in seiner Verbreitung auf den Quirra- und Arburese-Granit beschränkt.

(b) Alkalifeldspat-reicher Leukogranit

Diese Varietät konzentriert sich besonders auf die Aufbrüche des Monte-Linas-Granites. Typisch ist die hypidiomorphe mittel- bis grobkörnige Struktur und die durch die rosa-farbigem Orthoklase hervorgerufene rötliche Gesamtfarbe. Der Orthoklasanteil schwankt zwischen 50 und 70 Vol. %.

U. d. M.: Plagioklas (Oligoklas) tritt mengenmäßig stark zurück. Häufig ist seine Ummantelung bzw. Verdrängung durch perthitischen Oligoklas (Tafel 2/1). Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen.

Strukturell ist diese Varietät auf apikale Aufwölbungen (z. B. Perda é Pibera, Proben 141, 158, 171) oder an Bereiche mit intensiver Vertikalklüftung (Torrente Leni, Proben 123, 162, 163) konzentriert. Zumindest letztere sind Produkte einer spätmagmatisch-pneumatolithischen Oberprägung mit Kalium-Metasomatose. Dabei entstanden auch Gesteine mit quarzsyenitischer (Probe 141) und quarzmonzonitischer (Probe 158) Zusammensetzung.

(c) Zweiglimmergranit

Charakteristisch ist das Auftreten von Muskowit neben Biotit. Es überwiegt die Bindung an apikale bzw. randliche Bereiche des Quirra-, Perda é Pibera- und Arburese-Granites. Dort bilden Zweiglimmergranite den Dachbereich oder schichtige Einlagerungen parallel zur Granitkontaktfläche. Die Struktur ist hypidiomorph mittelkörnig mit Übergängen zu granophyrischen Verwachsungen.

U. d. M. besteht diese Varietät aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Albit bis Oligoklas) mit geringem Biotit=anteil (0 bis 3 Vol. %). Muskowit der I. Generation (Tafel 2/2) füllt in bis zu 2 mm langen Kristalltafeln oder -büscheln xenomorph Zwickelräume aus. Mannigfaltig sind sekundäre pneumatolithische Umwandlungserscheinungen besonders auf und von den Intergranularen aus:

Orthoklas: verdrängt Plagioklas endomagmatisch, Myrmikitbildung (Tafel 2/3), Albitisierung (Schachbrettalbit); Verdrängung durch Muskowit längs Spaltrissen und Kristallrändern; Fluoritmetasomatose selten; Kaolinisierung.

Plagioklas: Umwandlung in fein- bis grobsplittigen Muskowit; Verdrängung durch Erz- und Fluoritausscheidungen.

Biotit: Chloritisierung verbunden mit Epidot-, Leukoxen- und Erzausscheidung; Muskowitisierung (Muskowit II), Fluoritausscheidung.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit als sehr seltene Bestandteile.

Mit diesem Gesteinstyp nicht zu verwechseln sind die während einer pneumatolithisch-hydrothermalen Phase durch metasomatische Prozesse entstandenen Muskowit- bzw. Serizit-führenden Leukogranite und Muskowit-Greisen (Kap. 4.4).



Während der Biotit im Stabilitätsbereich granitischer Schmelzen (p-T-System) ein weites Feld einnimmt, bildet die Stabilitätskurve für Muskowit mit der minimalen Granit-Schmelzkurve (TUTTLE & BOWEN 1958) nur ein kleines Stabilitätsfeld (MÜLLER 1966). Dabei schneidet die Kurve für Muskowit diese Granit-Schmelzkurve bei etwa 1500 bar und 700 °C. Derartige Muskowit kristallisiert entweder endomagmatisch bei  $p > 1500$  bar direkt aus einer granitisch zusammengesetzten Schmelze (Muskowit-Großkristalle in Zwickel) oder bildet sich durch Metasomatose im festen Zustand (z. B. Verdrängung von Orthoklas oder Biotit). Damit ist die endomagmatische Muskowitkristallisation nur in der magmatischen Spätphase bei hohen Gasdrücken leichtflüchtiger Bestandteile (H<sub>2</sub>O, HF etc.) möglich.

Bei der petrologisch-lagerstättenkundlichen Analyse eines Granitkomplexes besitzt der Nachweis von endomagmatisch gebildetem Muskowit-Granit eine wichtige Bedeutung. Durch sein Auftreten kann auf ein einstmalig hochdifferenziertes residuales Magma geschlossen werden, welches mit seinem hohen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen eine der Grundvoraussetzungen für die magmatisch-hochthermale Sn-W-Mo-Lagerstättenbildung darstellt.

#### 4.4 Sekundäre Veränderungen

Die untersuchten Granitkomplexe zeigen eine pneumatolithisch-hydrothermale Veränderung sehr unterschiedlicher Intensität. Schon dadurch werden Unterschiede in der petrogenetisch-metallogenetischen Entwicklung der einzelnen Massive deutlich. Je nach Art und Grad dieser Umwandlungen lassen sich unterscheiden:

1. Autometamorpher Granit,
2. Quarz-Alkalifeldspat-Pegmatoide (Stockscheider, Schlieren),
3. Muskowit-Quarz-Greisen,
4. Hydrothermal und tektonisch veränderter Granit.

Die Kenntnis des Ausmaßes dieser Metasomatosen ist eine wichtige Voraussetzung für die zuverlässige Interpretation der ermittelten geochemischen Elementverteilungsmuster. Dazu finden sich in der Tab. 3 die entsprechenden Dünnschliffbeobachtungen zusammengestellt.

Gestein	Mineralbildende Prozesse	Gefüge	Mineralneubildungen	Elementverteilung
Granitoide	Magmatische Hauptkristallisation	granitisch	Qz Orth Plag Bio Akz (Hbl) Mus	Magmatische Primärverteilung (Dispersion)
Quarz-Alk.Fsp.-Pegmatoid	Pegmatitische Kristallisation	pegmatitisch	Qz Orth Mus (Bio) Magnetit Turm Granat	
Autometamorpher Granit	Autometamorphose bei fallender Temperatur ( $T \lesssim 650^{\circ}$ )	deuterisch, besonders intergranular	Qz Alb Serz. (Mus) Chl Ep Fluorit Siderit	Sekundärverteilung. Mobilisation, dadurch Auslaugungs- und Anreicherungsstockwerke
Muskowit-Quarz-Greisen	Vergreisenung	blastisch, miarolitisch, relik. Primärgefüge	Qz Mus Fluorit Erz: Cass Pyr ZnS Cu-Kies MoS <sub>2</sub>	
Kalium-Metasomatit	Kalium-Metasomatose	blastische Verdrängungen	Orth	
hydrothermal zersetzter bzw. kataklastischer Granit	Hydrothermale bzw. tektonische Prozesse	blastisch, kataklastisch	Qz Hydro-Mus Kaolin Fluorit Baryt Cal div. Erze	

Tab. 3: Schema der petrologischen Prozesse bei der Entwicklung der Granite S-Sardiniens.

Tab. 3: Summary of the petrogenetic evolution of the granites of S-Sardinia.

#### 4.4.1 Autometamorpher Granit

Die autometamorphe Veränderung der Granite erreicht in den untersuchten Bereichen unterschiedliche Intensität. Genetisch sind es Prozesse, die im Anschluß an die magmatische Hauptkristallisation bei fallender Temperatur unter pegmatitischen bis hypothermalen Bedingungen stattgefunden haben. Dadurch entstanden mehr oder weniger stark ausgeprägte deuterische Sekundärgefüge auf den Intergranularen, längs Spaltrissen und auch innerhalb der Minerale durch Verdrängungen (Tab. 3). Das ursprüngliche Granitgefüge ist immer noch gut erhalten (Tafel 2/4). Die dazugehörigen Dünnschliffbeobachtungen finden sich in Kap. 4.2.3.

#### 4.4.2 Quarz-Alkalifeldspat-Pegmatoid

Gelegentlich führen die Granite auch pegmatoide Schlieren in bis zu 2 m langen Linsen, plattigen Einlagerungen oder in größerer Dimension als "Stockscheider" zwischen Leukogranit und Zweiglimergranit (z. B. Salto di Quirra, Abb. 10). Genetisch stehen diese Bildungen zwischen den magmatischen Hauptkristallisaten und den jüngeren metasomatischen Bildungen. Sie bestehen aus milchigem Quarz, rosa-farbigem Orthoklas, Muskowit und auch Albit. Seltener finden sich Magnetit, Biotit, Turmalin und Granat als Nebenbestandteile.

Am Aufbau der Stockscheider bildet Quarz mit 50 bis 80 Vol. % den Hauptanteil. In Form von zonar gebauten, bis zu kopfgroßen freigewachsenen Kristallen sitzt er als Erstausscheidung auf durch Kontraktionsspannungen entstandenen Hohlräumen. Den verbleibenden Zwischenraum füllen bis zu 10 cm große Orthoklase, seltener Muskowit und andere akzessorische Minerale (s. o.) aus. Solche Erscheinungen sind fast ausschließlich auf den Quirra- und Monte-Linas-Granit beschränkt.

Als eine Besonderheit gilt die hochtemperierte W-Mo-Gangvererzung Perda Majori. Dort kam es im Zuge einer pneumatolitischen Phase zum Absatz von Orthoklas, Quarz und Topaz als silikatische Gangart (Kap. 4.2.3).

#### 4.4.3 Muskowit-Quarz-Greisen

Als Greisen werden hier metasomastisch veränderte Granite verstanden, deren primärer Mineralbestand und granitisches Gefüge weitgehend ausgelöscht und von miarolitischen bzw. blastischen Neubildungen ersetzt worden ist (Tafel 2/5). Strukturell lassen sich Vergreisenungsprozesse längs Kluftzonen (Kluftgreisen, z. B. Torrente Leni) und im Apikalbereich von Granitaufwölbungen (Kappengreisen, z. B. Perda é Pibera) unterscheiden.

Typisch für diese Greisenbildungen ist das völlige Fehlen von Turmalin und Topaz. So treten nur Muskowit- und Quarzultragreisen mit Fluorit und schwankendem Erzgehalt (Pyrit, Kupferkies, Hämatit, Siderit, MoS<sub>2</sub>, Wolframit, Cassiterit; Tafel 2/6 und 7) auf.

#### 4.4.4 Hydrothermal und tektonisch veränderter Granit

Im Anschluß an die Intrusion oder mit zeitlichem Hiatus kam es lokal zu einer hydrothermalen und (oder) tektonischen Veränderung des Granites. Es sind dies entweder an die Pneumatolyse anschließende hydrothermale Phasen (Absatz von Fluorit, Calcit, Siderit, Chlorit) oder davon unabhängige hydrothermale Prozesse (z. B. Absatz von Fluorit, Calcit, Baryt, PbS, ZnS) im Gefolge tektonischer Bewegungen (Tafe. 2/8).

### 4.5 Ganggesteine

Im Anschluß an die Hauptintrusion der Granite stiegen längs Dehnungsbrüchen Magmen aplitischer und lamprophyrischer Zusammensetzung nach oben. Die räumliche Verteilung dieser Ganggesteine über die untersuchten Masse ist sehr unregelmäßig. Bemerkenswert ist die gelegentlich zu beobachtende räumliche Bindung von Vererzungen an Aplite- und Lamprophyrvorkommen (VALERA 1973, BISTE 1977).

#### 4.5.1 Aplite

Aplite treten innerhalb der Granitmassive und der Schieferhülle in kleinen und bis zu einigen Kilometer langen, mehrere 10er Meter breiten Gängen auf (z. B. Sarrabus- und Arburese-Granit). Diese Aplite besitzen zum überwiegenden Teil felsitisches, manchmal aber auch hypidiomorph feinkörnig ausgebildetes Gefüge.

U. d. M.: In einer mikrokristallinen Quarz-Orthoklas-Grundmasse schwimmen Orthoklas- und Quarzeinsprenglinge (mit Resorptionsbuchten) von maximal 2 mm Größe. Ihr Anteil beträgt bis zu 5 Vol. %. Plagioklas ist

äußerst selten. Während einer autometamorphen Nachphase wurden die Orthoklase serizitisiert und die selten anzutreffenden Biotiteinsprenglinge gebleicht (Muskowit) oder chloritisiert. Muskowitschuppen und körniger Epidot finden sich auf Klüften und auch das dichte Gestein durchsetzend.

#### 4.5.2 Lamprophyre

Auffallend ist der Reichtum der Granitmassive SE-Sardiniens an lamprophyrischen Ganggesteinen. Charakteristisch ist ihre tiefgründige Verwitterung zu kugeligen Brocken von schmutzig gelber Oberfläche. Im frischen Zustand besitzen die Lamprophyre dunkelgraue bis dunkelgrüne Farben. Feldspat- und vereinzelt auch Quarzeinsprenglinge verursachen auch porphyrische Gefüge. Nach BISTE (1975) und LEHMANN (1975) gehören diese Ganggesteine mit ihrer weiten mineralogischen Variabilität in die Gruppe der Dioritporphyrite (z. B. Augit- bzw. Hornblende-Kersantit). Weitverbreitet ist eine autometamorphe Oberprägung. Diese erfaßte die Plagioklas-Magnetit-Augit-Grundmasse gleichermaßen wie die Einsprenglinge aus Labradorit, Augit, Hornblende und Orthoklas. Es dominieren die Sekundärparagenesen Calcit, Epidot und Tremolit-Aktinolith bzw. Calcit, Chlorit und Quarz.

#### 4.5.3 Quarzporphyre

Wohl schon zum permischen effusiven Plattform-Vulkanismus überleitend bilden Quarzporphyre besonders im Bereich des Sarrabus-Granites mächtige Gänge, oft von einigen Kilometern Länge (CALVINO 1963). Diese ziemlich zähen Gesteine sind dort als steile Härtlingsrippen von hellroter Farbe im Gelände weit zu verfolgen. Im frischen Zustand sind sie weiß bis hellgrau mit glasklaren Quarz-, Orthoklas-, seltener Plagioklas- und Biotiteinsprenglingen in einer Quarz-Orthoklas-Matrix (z. B. BISTE 1975).

Bei der geochemisch-metallogenetischen Bearbeitung der Granite wurde auch eine begrenzte Auswahl der Ganggesteine mit in die Untersuchungen einbezogen. Dies erschien sinnvoll, da verschiedene Autoren den mit Granit assoziierten Ganggesteinen lagerstättenbildende Bedeutung zusprechen (z. B. NEMEČ 1971, KRAMER 1976 u. a.).

### 5. GEOCHEMISCHE ARBEITSMETHODEN

Bei der geochemischen Bearbeitung geologisch-lagerstättenkundlicher Probleme erfordert die Erstellung der Analysedaten den größten Zeitaufwand. Da keine Analyseverfahren universell für alle Elemente anwendbar ist, mußten verschiedene Analyseverfahren, insbesondere im Interesse einer günstigen Nachweisgrenze bei der Spurenelementuntersuchung, kombiniert werden. Dadurch wurden mehrfache und damit zeitraubende Probenpräparationen notwendig (Abb. 15). Sofern für den routinemäßigen Analysegang systematische Voruntersuchungen über Matrixeffekte, Reproduzierbarkeit und Genauigkeit der Analysen etc. notwendig waren, wie z. B. bei der Spurenelementuntersuchung mit der RFA, werden die Ergebnisse ausführlicher dargestellt. Die bereits eingespielten Verfahren seien dagegen nur kurz mit Hinweis auf weiterführende Literatur erwähnt.

Der Probenaufbereitung kam besondere Bedeutung zu, da verschiedene Mineralkonzentrate (Abb. 16) gewonnen werden mußten. Ihre geochemische Untersuchung ist allerdings, ausgenommen der Biotit, nicht Gegenstand dieser Arbeit. Die Ergebnisse werden später an anderer Stelle mitgeteilt (z. B. Diss. SEITZ in Vorbereitung).

#### 5.1 Probenahme und Aufbereitung

Jede geochemische Probenahme muß sich an den angestrebten Untersuchungszielen orientieren. Da die gesamte geochemische Entwicklung der Massive rekonstruiert werden sollte, wurden alle Granitoidtypen, also auch metasomatisch überprägte Proben, berücksichtigt. Das Problem, inwieweit in den Granitmassiven eine ungleichmäßige, nämlich vektorieil gerichtete Verteilung der Elemente vorliegt, welche u. U. Rückschlüsse auf magma-dynamische Vorgänge zuläßt, wurde nur am Rande verfolgt (Kap. 7.2).

Die Probenahme selbst erfolgte zufällig ("Bemusterung") und hing vor allem von den Aufschlußverhältnissen, insbesondere dem Verwitterungsgrad der Magmatite ab. Es wurden nur vollständig frische Proben in günstigen Aufschlüssen wie z. B. Straßenböschungen, Schluchten, Stollen etc. meist nach längeren Bergarbeiten gezogen.

In erster Näherung wurde jedes Massiv als reine Grundgesamtheit aufgefaßt (SCHROLL 1975). Soweit im Gelände makroskopische Gesteinsunterschiede (Mineralbestand, Struktur etc.) beobachtet wurden, erfolgte für den Aufschlußbereich eine doppelte Probeentnahme. Bei einer maximalen Korngröße von 2 cm wurden repräsentative Handstücke von etwa 3 kg Gewicht aus dem Anstehenden geschlagen. Zur Gewinnung der Mineralkonzentrate betrug das Probengewicht je nach Biotitanteil bis zu 6 kg.

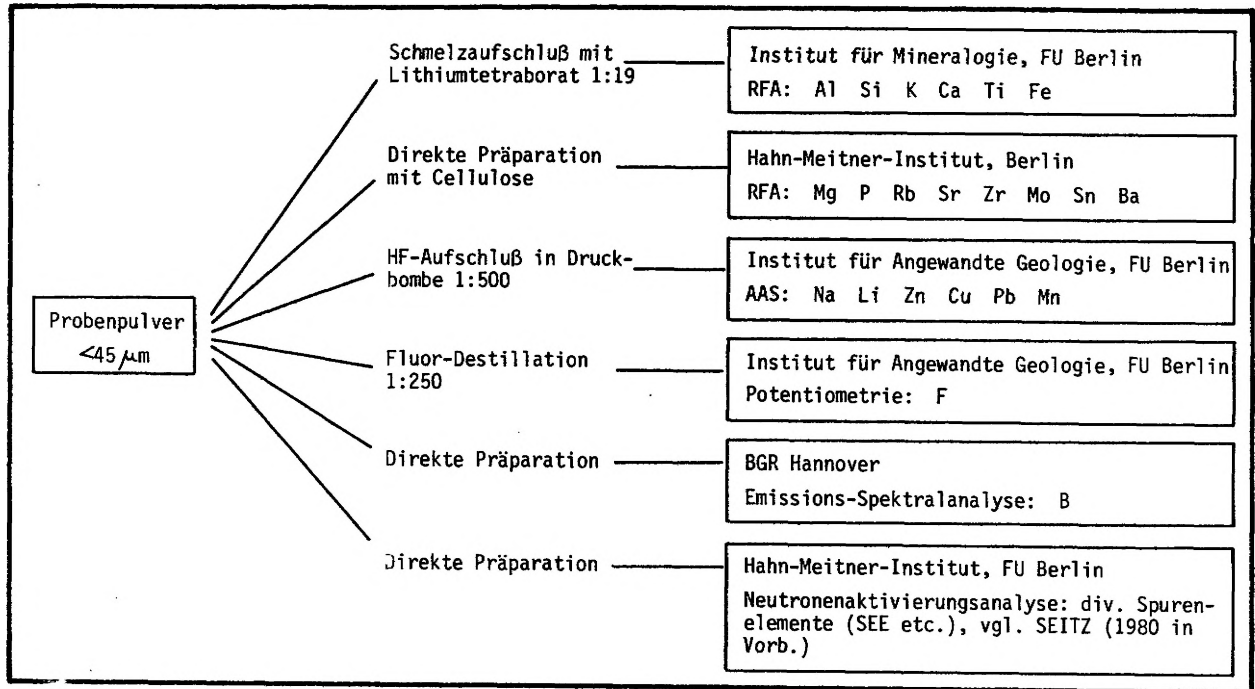


Abb. 15: Analyse- und Aufschlußverfahren der chemischen Gesteinsanalysen.

Fig. 15: Analytical methods and sample preparation procedures of chemical rock analysis.

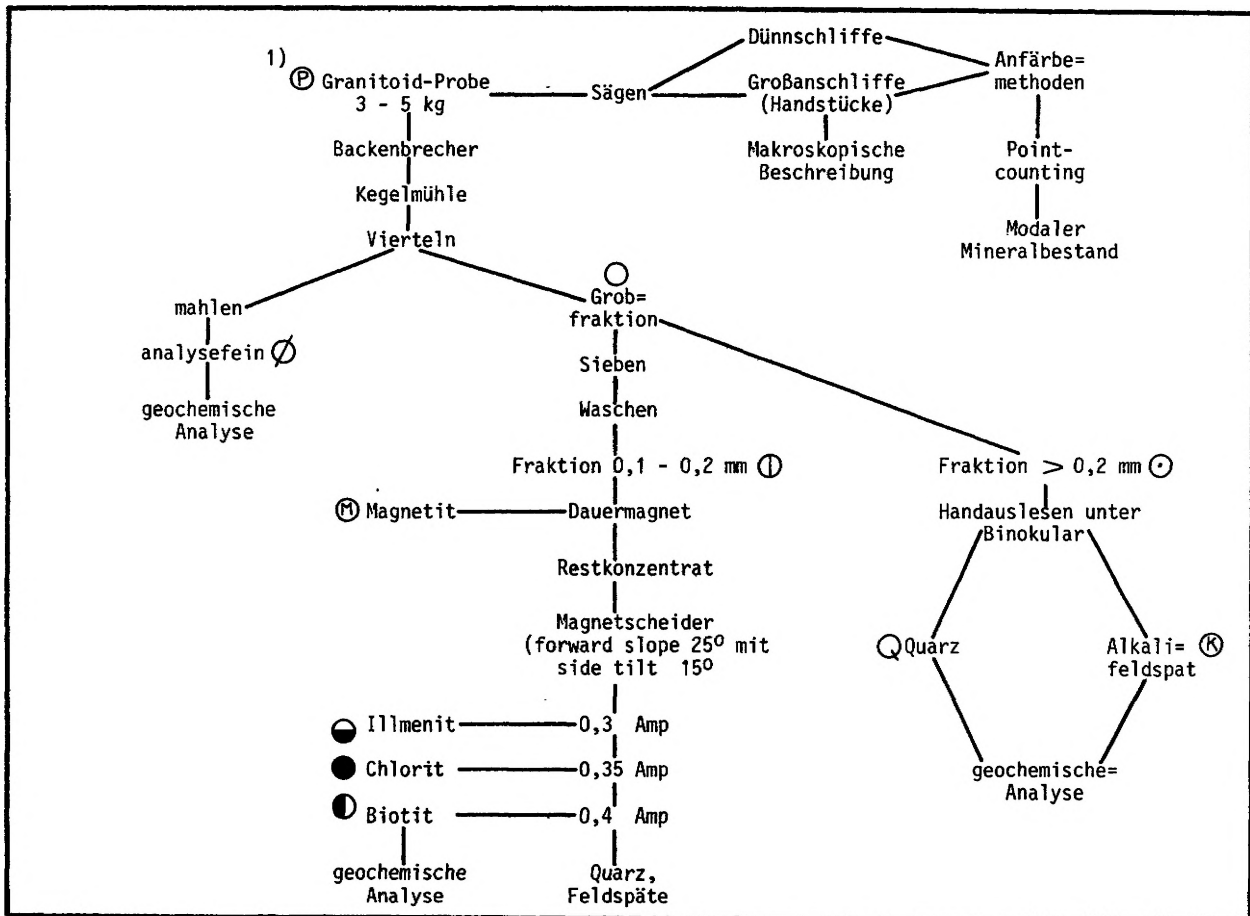


Abb. 16: Aufbereitungsschema der Granitoide. 1) Probensignatur

Fig. 16: Sample preparation of granitoids. 1) signature of sample.

Im Rahmen der Thematik sollten u. a. verschiedene Populationen auf Gleichheit bzw. Ungleichheit untersucht werden (Granitmassive, Granitphasen). Die Güte einer derartigen statistischen Aussage hängt dabei direkt von der Streuung der Population, der Anzahl der gezogenen Proben und dem Grad der gewünschten statistischen Sicherheit ab. Da der Arbeitsaufwand minimal sein soll, kann bei vorgegebener statistischer Sicherheit (z. B.  $2\sigma = 95\%$ ) durch Aufgliederung der Untersuchungsobjekte (Massive) in homogene Teilbereiche (Granitphasen) die Streuung verkleinert und eine Vergrößerung der Probenzahl vermieden werden (SCHROLL 1975).

Zur Probenaufbereitung wurde ein Aufbereitungsschema entworfen (Abb. 16), dem jede geochemisch bearbeitete Probe routinemäßig unterworfen wurde. Da die verwendeten Brecher und Schwingscheibenmühlen mit WC-Material ausgekleidet sind, ist mit einer W- und eventuell auch Ni-Kontamination der analysenfeinen Proben zu rechnen.

Zur Abschätzung des Probenahmefehlers (Aufschlußinhomogenität) wurden zwei Aufschlüsse doppelt beprobt. Es zeigte sich, daß dieser die Größenordnung der bei anderen geochemischen Untersuchungen ermittelten Werte erreichte (Tab. 4). Die Proben 64 und 65 stammen aus dem San-Vito-Granit mit geringer sekundärer Oberprägung (Metasomatose). Die Variationskoeffizienten aller Elemente sind relativ klein. Li mit 75 Rel. % wird als Ausreißer gewertet. Die Proben 12 und 13 dagegen kommen aus dem Kontaktbereich des Sarrabus-Granites (Miniera Masaloni, Kap. 7.2.1). Diese Zone mit intensiver tektonischer und hydrothermalen Oberprägung besitzt bereichsweise eine relativ hohe Aufschlußinhomogenität, insbesondere für die metallogenetischen Elemente Zn, Cu und Mn sowie für P.

Bei der späteren statistischen Auswertung spielt die Kenntnis des Probenahmefehlers eine zentrale Bedeutung. So müssen bei der Einteilung der Klassengrenzen von Häufigkeitsdarstellungen bzw. der Abstand von Isolinien bei der Darstellung räumlicher Elementverteilungen die gewählten Intervalle größer als die Gesamtfehler sein.

Im Zusammenhang mit den geochemischen Untersuchungen der magmatischen Gesteine der einzelnen Massive interessiert auch zur Abschätzung ihrer Zinn-Höflichkeit, inwieweit Cassiterit u. U. in den Verwitterungsprodukten (Bachsedimente) ihrer Umgebung auftritt und dadurch Zinn-Mineralisationen anzeigt. Deshalb wurden Lockersedimentproben in aktiven Flußläufen und subrezentem Terrassen gezogen. Diese Probenahme erwies sich als sehr schwer und zeitaufwendig, da aufgrund der starken Reliefenergie des Gebirges und der nur periodischen Regenfälle die Flußläufe nur geringe Mengen an Feinkorn führen. Lediglich im Campidano-Tiefland sind die Sedimente besser aufgearbeitet.

Die Probenahme ist jeweils für eine Fläche von max.  $50\text{ m}^2$  repräsentativ. Aus einer Aufgabe von  $20\text{ dm}^3$  Lockersediment wurde die Kornfraktion 0,1 - 0,2 mm herausgesiebt und für die Analyse mit der tragbaren IRFA (Kap. 5.4) auf etwa 30 g heruntergeviertelt.

## 5.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) der Hauptelemente

Die Analyse der Elemente Al, Si, K, Ca, Ti und Fe wurde am Mineralogischen Institut der FU Berlin mit einem Philips-Röntgenspektrometer PW 1212 durchgeführt. Mit diesem Gerät werden seit einigen Jahren routinemäßig Vollanalysen von geologischen Proben mit silikatischer Zusammensetzung erstellt. Für das Entgegenkommen bei der Durchführung der Messungen gilt Herrn Dr. G. Schneider besonderer Dank. Frau. R. Eichhorst führte mich freundlicherweise in die Präparationstechnik ein.

### 5.2.1 Probenvorbereitung

Schmelzaufschluß des Probenpulvers ( $<40\mu$ ) mit Lithiumtetraborat im Verhältnis 1 : 19: 0,2 g Probensubstanz werden mit 3,8 g  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  eingewogen, etwa 10 min homogenisiert und anschließend im Elektroofen bei einer Temperatur von  $1000\text{ }^\circ\text{C}$  geschmolzen. Den entstandenen Glasschmelzkuchen pulverisiert man 60 min in einer Widea-Kugelmühle und verreibt das entstandene Pulver mit 4 ml 2 %iger Plexigumlösung in Äthylacetat bis zur Trockene. Mit einem Preßdruck von 2 t wird dieses Pulver letztlich in Messingringen von 3,5 cm Durchmesser zu Tabletten gepreßt.

### 5.2.2 Reproduzierbarkeit und Genauigkeit

Der Gesamtfehler der Analyse mit der RFA setzt sich aus verschiedenen Komponenten zusammen (Kap. 5.3.2). Tab. 4 zeigt die bestmöglich erreichbare Reproduzierbarkeit ( $\epsilon_{\text{rep}}$ ) für den benutzten routinemäßigen Analysegang der Hauptelemente.

Zur Abschätzung der tatsächlich erreichten Analysegenauigkeit ( $\epsilon_t$ ) wurde der USGS-Standard G-2 aufgeschlossen und gemessen. Die relative Abweichung zu den bei FLANAGAN (1972) veröffentlichten Analysedaten ist eine Abschätzung des Gesamtfehlers der Analysen und findet sich ebenfalls in Tab. 4.

Element	Analyse- methode	$\epsilon_{\text{rep.}}$ (Rel.-%)	$\epsilon_{\Sigma}$ (Rel.-%)	Proben 64 und 65	Proben 12 und 13	Literatur- werte <sub>1)</sub>
SiO <sub>2</sub>	RFA	0,4	0,7	1,1	0,7	-
TiO <sub>2</sub>	"	3,6	8,6	9,0	17,0	3 - 8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	1,6	2,0	1,4	0,2	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	2,7	7,0	22,0	12,0	-
MgO	"	3,9	12,0	9,9	4,1	-
CaO	"	1,8	3,6	1,4	1,3	6 - 21
Na <sub>2</sub> O	AAS	1,0	5,4	2,1	0	2 - 3
K <sub>2</sub> O	RFA	1,8	5,1	10,0	10,0	3 - 5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	4,4	9,4	20,0	17,0	4 - 6
Li	AAS	2,0	5,6	75,0	20,0	7
Zn	"	1,8	3,7	26,0	60,0	-
Cu	"	2,4	12,0	3,0	44,0	-
Pb	"	3,9	8,0	14,0	21,0	-
Mn	"	2,0	4,0	-	25,0	-
F	Pot.	4,8	5,6	20,0	20,0	-
Sn	RFA	4,8	9,0	-	-	-
Rb	"	2,5	3,0	2,8	2,9	2 - 6
Sr	"	4,4	4,9	2,9	1,8	5 - 11
Ba	"	1,8	8,0	26,0	2,8	4 - 7
Zr	"	4,5	5,5	8,6	11,0	4 - 7

Tab. 4: Reproduzierbarkeit ( $\epsilon_{\text{rep.}}$ ), Gesamtfehler ( $\epsilon_{\Sigma}$ ) und Aufschlußinhomogenität der analysierten Elemente. rep.: Routineanalysen an 3-fach aufgeschlossenen Proben innerhalb eines Jahres, t: Abweichung der Analysewerte des G-2-Standards von den tabellierten wahren Werten (FLANAGAN 1972). Alle Angaben in Rel.-%. 1) Daten von HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN (1967) und MADEL (1975).

Tab. 4: Random error ( $\epsilon_{\text{rep.}}$ ), total error ( $\epsilon_{\Sigma}$ ) and local inhomogenities in outcrops for the analyzed elements. rep.: repeated measurements of three times prepared samples within one year. t: deviation of the measurements of the G-2 reference sample from the true values according to FLANAGAN (1972). All figures in rel.-%. 1) HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN (1967), MADEL (1975).

### 5.3 Röntgenfluoreszenzanalyse der Neben- und Spurenelemente

Die Fluoreszenzintensität und Nachweisgrenze eines Elementes sind Funktion der mit Generator und Röntgenröhre erreichbaren Anregungsspannung. Die Obergrenze hängt ganz besonders von der Belastbarkeit der benutzten Röntgenröhre ab. Die Bestimmung der leichten Hauptelemente und Spurenelemente wurde deshalb am Hahn-Meitner-Institut (West-Berlin) durchgeführt, da das dort installierte Philips-Gerät mit einer höher belastbaren Röntgenröhre (2,7 kW Cr- bzw. Au-Röhre) betrieben wird.

Wegen fehlender Automations-einrichtung wird dieses Gerät von Hand betrieben. Diese unrationelle Arbeitsweise erfordert deshalb einen sehr hohen persönlichen Zeitaufwand bei der Durchführung der Analysen. Für alle Elemente mußten zunächst die optimalen Analysenbedingungen gewählt und Eichkurven für verschiedene Konzentrationsbereiche aufgestellt werden. Für die Einweisung in die allgemeine Problematik und Diskussion der bei dieser Arbeit auftretenden analytischen Probleme sei hier Herrn Dr. F. Kubanek besonders gedankt.

#### 5.3.1 Probenvorbereitung

Im Vergleich zur Analyse der Hauptelemente wurde auf einen zeitraubenden Schmelzaufschluß verzichtet. Die Untersuchung der Reproduzierbarkeit der gewählten Aufschlußmethode ergab, daß sie den späteren Anforderungen der Auswertung genüge.

Arbeitsgang: Nochmaliges Mahlen von etwa 5 g Probenpulver in Widea-Kugelmühle bis zu einer Korngröße von  $<40 \mu$  (etwa 15 min). 2,999 g Probensubstanz werden mit 0,483 g Cellulose (Bindemittel) eingewogen (Verdünnung 1 : 1,167). Die Proben mit dichter Matrix als Granit (Kalksilikatfels, Erze, Biotit etc.) werden mit Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> je nach Matrixzusammensetzung im Verhältnis 1 : 2, 1 : 5 oder 1 : 20 verdünnt. Die Einwaage wird etwa 30 min in einem Plastikbehälter homogenisiert. Mit einem Preßdruck von 10 t wird diese Pulvermischung in Messingringen von 3,5 cm Durchmesser zu Tabletten gepreßt.

Die Biotitpräparate werden einer speziellen Vorbehandlung unterzogen. Um Orientierungseffekte möglichst klein zu halten, werden die Konzentrate in einer RITSCH-Pistilmühle (Bor-Carbid-Auskleidung) 60 min lang pulverisiert.

Element	Meßzeit (sec)	$N_L : N_B$	Konzentration (ppm)	Relativmessung (Rel.-%)	Untergrundnormierung (Rel.-%)	Anregung
Sn	40	0,225	171	4,2	3,0	Cr-Röhre
	40	0,305	171	2,2	1,7	Au-Röhre
	100	0,025	8,6	6,4	5,7	"
Mo	40	0,425	117	4,1	3,0	Cr-Röhre
Rb = Sr	40	1,963	144	1,8	1,7	"
Zr	40	8,59	121	2,5	2,0	"
Ba	40	1,16	643	2,7	-	"
Mg	40	1,30	3930	3,5	-	"
P	40	4,47	610	3,7	-	-

Tab. 5: Mittlerer zählstatistischer Fehler der RFA-Messungen in Rel.-% (Statistische Sicherheit P: 95 %).

Tab. 5: Mean counting error of XRF-measurements in rel.-% (confidence level P: 95 %).

Element	Meßzeit (sec)	$N_1 : N_B$	Absolutmessung (Rel.-%)	Relativmessung (Rel.-%)	Untergrundnormierung (Rel.-%)
Rb = Sr	100	a) 2	2,6	2,0	1,1
		b) -	-	2,3	1,3
Mg	100	a) 2,4	3,8	1,5	-
		b) -	2,5	-	-

Tab. 6: Apparative Reproduzierbarkeit der Intensitätsmessungen bei wiederholter Messung einer Probe ( $n = 20$ ,  $\epsilon_a = t_{n,s}$  in Rel.-%). a) kurzzeitig, b) langfristig (P: 95 %).

Tab. 6: Equipment errors of XRF-measurements determined with repeated measurements of the same sample ( $n = 20$ ,  $\epsilon_a = t_{n,s}$  in rel.-%). a) shorttime, b) longtime (P: 95 %).

Element	Konzentration (ppm)	Relativmessung (Rel.-%)	Untergrundnormierung (Rel.-%)	Matrix
Sn	2000	7,9	4,8	Granit
	60	-	12,8	Biotit
Mo	117	-	3,7	Granit
Rb	220	-	2,5	"
Sr	20	-	4,4	"
Zr	121	-	4,5	"
Ba	643	2,8	-	"
MgO	3930	3,9	-	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	610	4,4	-	"

Tab. 7: Präparative Reproduzierbarkeit bei der RFA. Fünffache Präparation einer Probe.

Tab. 7: Preparation error of XRF-measurements. Fivefold preparation of a single sample.

### 5.3.2 Reproduzierbarkeit

Die Kenntnis des Analysefehlers ist Voraussetzung bei der statistischen Weiterverarbeitung der gewonnenen Daten. Nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz setzt sich dieser Fehler wie folgt zusammen (JENKINS & DE VRIES 1975):

$$\epsilon_{\Sigma} = \sqrt{\epsilon_t^2 + \epsilon_a^2 + \epsilon_p^2 + \epsilon_m^2}$$

Zufälliger Fehler (Reproduzierbarkeit  $\epsilon_{rep}$ ): Zählstatistik ( $\epsilon_t$ ), apparativer Fehler ( $\epsilon_a$ ), Präparations-Fehler ( $\epsilon_p$ ). Systematische Fehler (Analysegenauigkeit): Matrixeffekte ( $\epsilon_m$ ).

Die Analyse der Elemente Mg, P, Rb, Sr, Zr, Mo und Ba ist problemlos, da diese Elemente in Proben mit nur geringen Matrixschwankungen (Granit, Tonalit, Lamprophyr) bestimmt wurden. Für diese Matrixtypen stehen außerdem ausreichend geochemische Standards zur Verfügung. Schwieriger gestaltete sich dagegen die Analyse des Elementes Sn. Die Matrixzusammensetzung der Proben schwankte stark, so daß systematische Voruntersuchungen, insbesondere Überlegungen für einen zeitsparenden Analysegang, angestellt werden mußten. Aus Mangel an Standardproben mit Zinngehalten wurden die Eichkurven mit synthetischen Mischungen aufgestellt.

#### Zählstatistik ( $\epsilon_t$ )

Die Messung der Intensität einer Fluoreszenzlinie ( $N_T$ ) erfolgt durch die Impulzzählung im Maximum der Linie innerhalb der Meßzeit  $t$ . Emission und Registration eines Energiequantens sind zufällige Einzelprozesse. Bei der mehrfachen Wiederholung einer Intensitätsmessung hängt deren Standardabweichung  $s$  wegen Gültigkeit der Poissonverteilung nur von der Gesamtzahl der registrierten Impulse ab, also  $s = \sqrt{N_T}$ . Durch Erhöhung der Meßzeit läßt sich dieser zählstatistische Fehler, vor allem im Interesse einer Verbesserung der Nachweisgrenze, beliebig verringern.

Die Messung geringer Intensitäten bei der Spurenelementanalyse erfordert zusätzlich die Messung der Untergrundintensität ( $N_B$ ) zur Ermittlung der Nettointensität der Analyselinie ( $N_L = N_T - N_B$ ). Der zählstatistische Fehler ist dabei sehr stark vom Verhältnis  $N_L : N_B$  abhängig ((JENKINS & DE VRIES 1975). Die numerischen Werte des zählstatistischen Fehlers sind in der Tab. 5 für die analysierten Elemente zusammengefaßt.

#### Apparativer Fehler ( $\epsilon_a$ )

Der apparative Fehler ist als Streuung der Intensitätsmeßwerte bei kurz- oder langzeitigen Wiederholungsmessungen derselben Probe definiert. Der zählstatistische Fehler ist eingeschlossen, aber nicht beitragend (<0,1 Rel. %). Die Ursachen liegen z. B. in der Instabilität der Hochspannungseinheit, der Zähleinheit, Ungenauigkeiten der Goniometereinstellung etc.

Die Daten der Tab. 6 zeigen, daß die apparative Reproduzierbarkeit bei Anwendung der Methode der Untergrundnormierung am günstigsten ist. Schon ANDERMANN & KEMP (1956) weisen darauf hin, daß diese Verwendung der Streustrahlung (Untergrundstrahlung) als innerer Standard die apparative Reproduzierbarkeit verbessert (s. u.).

#### Präparativer Fehler ( $\epsilon_p$ )

Durch die wiederholte Präparation einer Probe wird der präparative Fehler bestimmt. Die so ermittelten Werte der Tab. 7 stellen Minimalwerte dar, zählstatistischer und apparativer Fehler mit eingeschlossen (Gesamt-reproduzierbarkeit  $\epsilon_{\Sigma}$ ). Diese präparative Reproduzierbarkeit ist deutlich vom Analyseelement, seiner Konzentration und der Probenzusammensetzung abhängig. Die Ursachen sind z. B. unterschiedliche Packungsdichte und Rautiefe der Tablettenoberfläche, Orientierungseffekte, Einwaagefehler etc. So besitzen z. B. Phyllosilikate und an akzessorische Minerale gebundene "leichte" Elemente wie Mg und P die schlechteste Reproduzierbarkeit. Bei der Analyse der Elemente, die schwerer als das Element Fe sind, kann der Einfluß von Korngrößen- und Dichteunterschieden auf das Analyseergebnis durch Anwendung der Untergrundnormierung verringert werden (s. u.).

### 5.3.3 Analysegenauigkeit ( $\epsilon_m$ )

Die gemessene Fluoreszenzintensität hängt von der Konzentration des Analyseelementes und der Probenmatrix ab. Der Einfluß der Matrixelemente auf die Fluoreszenzintensität des Analyseelementes bestimmt die Analysegenauigkeit. Folgende Prozesse treten auf (JENKINS & DE VRIES 1975):

1. Absorption der Anregungs- und Fluoreszenzstrahlung,
2. Interelementanregung,
3. Korngrößen- und Oberflächeneffekte,
4. Effekte durch chemische Bindungsart des Analyseelementes.



Die Effekte 3. und 4. erreichen nur geringe Bedeutung bzw. wurden bereits diskutiert ( $\epsilon_p$ ). Das größte Gewicht hat die Absorption der Anregungs- und Fluoreszenzstrahlung durch die Probenmatrix. Die Interelementanregung hat nur auf die Analyse leichter Elemente Einfluß und ist deshalb bei der Analyse der Elemente, die schwerer als Fe sind, vernachlässigbar (s. u.).

Probenmatrix	Bezeichnung	Herkunft	Literatur
Granit	C - 2	U.S.G.S.	FLANAGAN (1972)
"	GM	Z.G.I.	"
"	MG - 20	Min.Inst. FU Berlin	SCHNEIDER (1969)
Diabas	W - 1	U.S.G.S.	FLANAGAN (1972)
Andesit	AGV - 1	"	"
Tonschiefer	TB	Z.G.I.	"
Biotit	Mica - Fe	C.R.P.G.	"
"	Basel 1b	Min.Inst.	HÜGI et. al. (1975)

Tab. 8: Geochemische Standards der Analysen.

Tab. 8: Geochemical reference samples of the analyses.

Variiert die Matrixzusammensetzung einer Probengruppe in engen Grenzen und stehen analog zusammengesetzte Standards zur Verfügung, so ist die Elementkonzentration durch folgende Beziehung bestimmt:

$$C_{Pr} = \frac{N_{Pr}}{N_{St}} C_{St} \quad (A)$$

C: Elementkonzentration, N: Nettointensität der Analyselinie, Pr: Probe, St: äußerer Standard.

Die Elemente Mg, P und Ba wurden auf diese Weise gegen äußere Standards mit analoger bzw. nur geringfügig ab-

weichender Matrix (Tab. 8) bestimmt. Der Fehler ist kleiner 12 Rel. % (Tab. 4).

Bei der Analyse der Spurenelemente Rb, Sr, Zr und Mo wurde mit Hilfe der Untergrundnormierung der Einfluß von Matrixeffekten bis zur Vernachlässigbarkeit verringert. Die Methode wird bei der Zinnanalyse ausführlich dargestellt. Außerdem finden sich in Tab. 9 die gewählten Analysebedingungen zusammengestellt.

#### 5.3.4 Problematik der Zinnanalyse

Die Analyse des Elementes Zinn erfolgte über einen größeren Konzentrationsbereich (einige ppm bis einige %) in Proben mit unterschiedlicher Matrixzusammensetzung (Granitoide, Metasedimente, Kalksilikatfels, Biotit, sulfidisches Derberz etc.). So mußten mit synthetischen Standards Eichkurven für verschiedene Konzentrationsbereiche erstellt und Matrixkorrekturen durchgeführt werden.

Die rechnerische Korrektur erfolgte mit Hilfe des Massenabsorptionskoeffizienten der Probe ( $\mu_{Pr}$ ) und des Standards ( $\mu_{St}$ ) für die jeweilige Wellenlänge der Analyselinie (Sn-K $\alpha$ ). Voraussetzung ist die Kenntnis der Konzentrationen der Hauptelemente der Probe. Dann gilt:

$$C_{Pr} = \frac{N_{Pr}}{N_{St}} \cdot \frac{\mu_{Pr}}{\mu_{St}} \cdot C_{St} \quad (B)$$

Bei der Analyse der Spurenelemente mit einem Atomgewicht größer als Fe läßt sich zur Verringerung des Matrixeffektes die Methode der Untergrundnormierung anwenden (ANDERMANN & KEMP 1958). Der Untergrund im Bereich der Analyselinien mit kurzer Wellenlänge besteht hauptsächlich aus inkoherenter Streustrahlung der Röntgenröhre. Sie ist proportional zum Streuvermögen und damit abhängig vom Absorptionsvermögen der gemessenen Probe.

Wie Abb. 17 zeigt, gibt es einen funktionalen Zusammenhang zwischen der Intensität der inkoherenten Streustrahlung ( $N_B$ ) und dem Massenabsorptionskoeffizienten einer Probe für eine bestimmte Wellenlänge (z. B. Sn-K $\alpha$ : 0,492 Å). Für einen bestimmten  $\mu$ -Intervall kann die Kurve durch eine Gerade angenähert werden. Liegen  $\mu$  von Standard und Analyseprobe in diesem Bereich, so ist die Methode der Untergrundnormierung direkt anwendbar. In Abb. 18 sind die theoretischen Relativabweichungen vom genauen Analyseergebnis in Abhängigkeit der Matrixzusammensetzung für die drei Analysemethoden gegenübergestellt.

Bei größeren Matrixunterschieden zwischen Probe und Standard läßt sich aus der empirischen Kurve der Abb. 17 über  $N_B$  der Analyseprobe  $\mu$  bestimmen und nach Gleichung (B) die Elementkonzentration berechnen (vgl. auch REYNOLDS 1963, 1967). Dabei ist zu beachten, daß die Streuung mit zunehmender Matrixabsorption abnimmt. Aus der ungünstigen Zählstatistik und der immer flacher werdenden Kurve mit steigendem  $\mu$  entsteht ein größerer Fehler bei der Bestimmung von  $\mu$ . Deshalb wurde bei der Analyse von Erzproben ( $\mu > 4 \text{ cm}^2/\text{g}$ ) Lithiumtetraborat im Verhältnis 1 : 2 bzw. 1 : 5 beigemischt, um das Absorptionsvermögen der Analysetablette in den steilen Teil der Kurve zu legen.

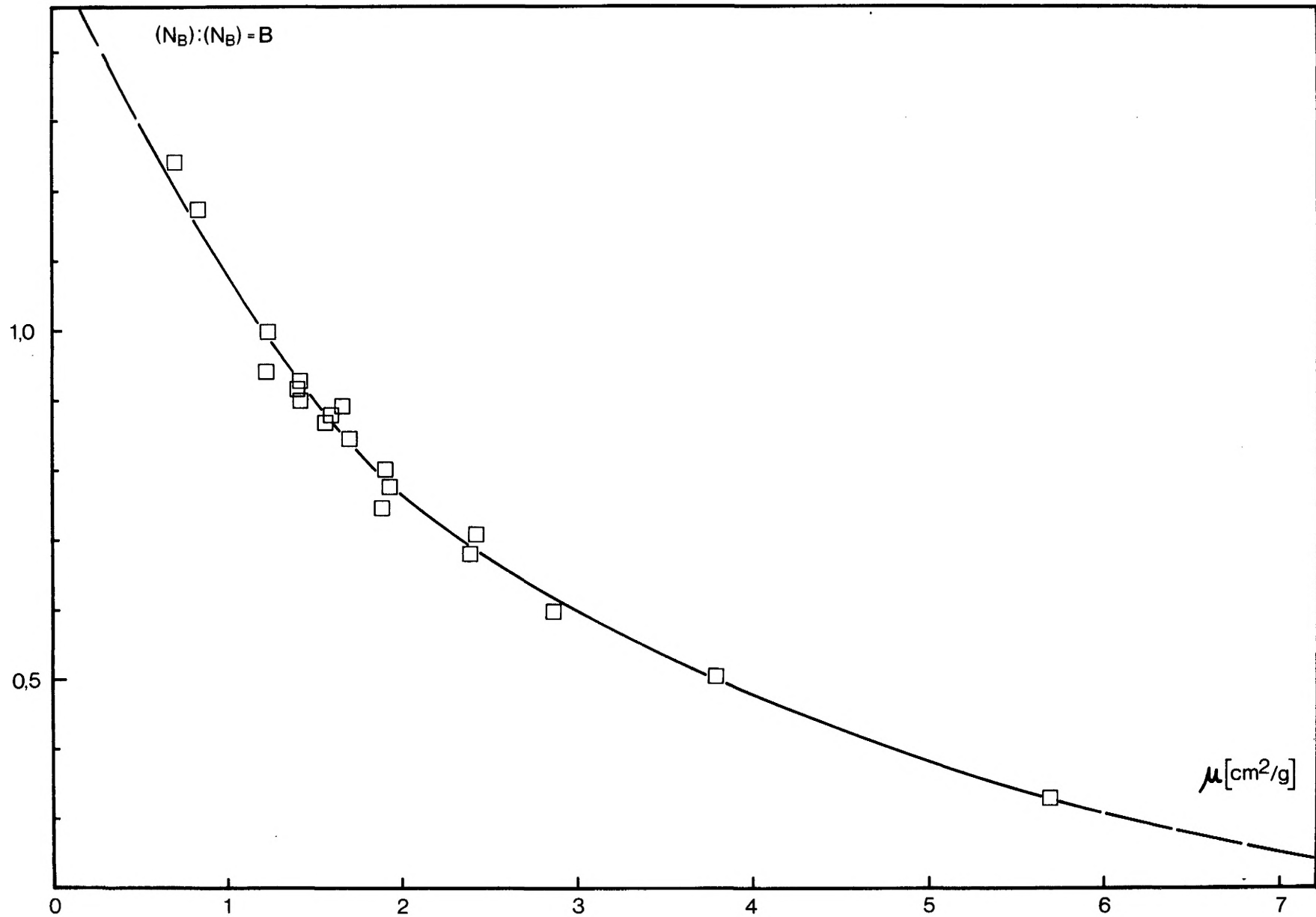


Abb. 17: Intensität der inkoherenteren Streustrahlung als Funktion des Massenabsorptionskoeffizienten  $\mu$  für Sn-K $\alpha$ -Strahlung ( $\lambda = 0,492 \text{ \AA}$ ). Näherung für  $1,25 \geq B \geq 0,725 \text{ cm}^2/\text{g}$ :  $\mu = (1,1/B)^2$ .

Fig. 17: Variation of the intensity of scattered x-rays with the absorption coefficient  $\mu$  for Sn-K $\alpha$ -radiation ( $\lambda = 0,492 \text{ \AA}$ ). approximation for  $1,25 \geq B \geq 0,725 \text{ cm}^2/\text{g}$ :  $\mu = (1,1/B)^2$ .

Element	Analyse= linie	Konzentrations= bereich (ppm)	Goniometerwinkel			Röhre	Anregung (kV/mA)	Kristall	Kolli= mator	Zähler	Analyse= medium	Nachweis= grenze (ppm)	Analy= sezeit (sec)
			N <sub>B1</sub>	N <sub>L</sub>	N <sub>B2</sub>								
Sn	K $\alpha$ <sub>1</sub>	20 - 500	13,45	13,95	14,45	Cr	85/30	LiF 200	fein	Sc	Luft	4	40
		500	13,10	13,95	14,80	"	"	"	"	"	"	"	"
		20	13,45	13,95	14,45	Au	"	"	"	"	"	"	"
Mo	K $\alpha$ <sub>1</sub>	500	18,00	19,50	21,00	Cr	"	"	"	"	5	"	
Rb	K $\alpha$ <sub>1</sub>	1000	25,80	26,62	27,44	"	60/40	"	"	"	7	"	
Sr	K $\alpha$ <sub>1</sub>	1000	25,50	24,15	25,80	"	"	"	"	"	"	"	
Zr	K $\alpha$ <sub>1</sub>	1000	22,00	22,50	23,00	"	85/30	"	"	"	6	"	
Ba	L $\beta$ <sub>1,4</sub>	5000	78,40	79,20	80,00	"	60/50	"	grob	Fc	Vakuum	60	"
P	K $\alpha$ <sub>1</sub>	10 <sup>4</sup>	88,00	89,60	-	"	70/40	PE	"	"	"	8	"
Mg	K $\alpha$ <sub>1</sub>	6 x 10 <sup>4</sup>	44,00	45,20	-	"	50/50	TLAB	"	"	"	60	"

Tab. 9: Analysebedingungen der RFA-Messungen. Sc: Szintillometer, Fc: Durchflußzähler. Nachweisgrenze für Granitmatrix.

Tab. 9: Analytical conditions for XRF-measurements. Sc: scintillation counter, Fc: flow counter. Detection limit for granit matrix.

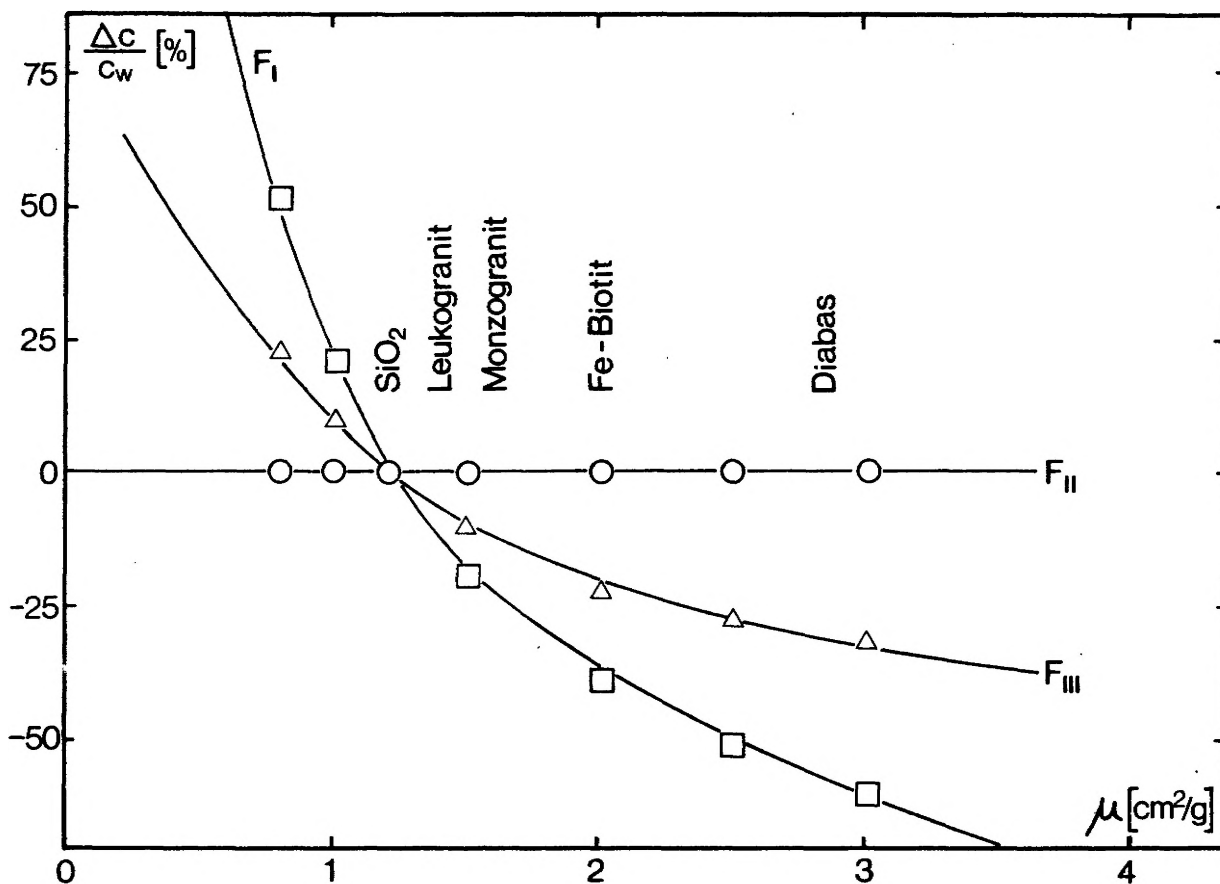


Abb. 18: Relative Abweichung  $\Delta c/c_w$  vom wahren Analyseergebnis  $c_w$  in Abhängigkeit von  $\mu$  der Probe.  $F_I$ : Absolutmessung ohne Matrixkorrektur,  $F_{II}$ : Untergrundnormierung,  $F_{III}$ : Relativmessung mit Matrixkorrektur  $\mu_{Pr}/\mu_{St}$ .

Fig. 18: Relative deviation  $\Delta c/c_w$  from the true concentration  $c_w$  with different  $\mu$ -values of the sample.  $F_I$ : without matrix correction,  $F_{II}$ : correction with scattered x-rays of background intensity,  $F_{III}$ : relative measurement and matrix correction with  $\mu_{Pr}/\mu_{St}$ .

Da zwischen den Absorptionskanten der Hauptelemente einer Probe die relative Absorption ( $\mu_{Pr} : \mu_{St}$ ) etwa konstant bleibt, kann für die Analyse der Spurenelemente in silikatischer Matrix, die schwerer als Fe sind, ein einheitlicher Korrekturfaktor angenommen werden (HOWER 1959, MÜLLER 1964). Tab. 10 zeigt, daß für verschiedene Elemente dieser Faktor nur geringfügig schwankt. Damit ist der Graph der Abb. 17 für alle Elemente mit einem höheren Atomgewicht als Fe bei der Gesteinsanalyse benutzbar. Die Gesamtproduzierbarkeit dieser  $\mu$ -Bestimmung ist außerordentlich gut und liegt unter 3 Rel. % (Statistische Sicherheit von P: 95 %).

Element	$\mu_{Pr} : \mu_{Quarz}$			Anregungs- röhre
	a)	b)	B	
Rb	1,25	1,21	0,911	Cr
Sr	1,28	1,25	0,898	"
Sn	1,24	1,25	0,898	"
	1,24	1,27	0,890	Au

Tab. 10: Relative Absorption  $\mu_{Pr} : \mu_{Quarz}$ . Berechnet mit den Konzentrations- und  $\mu$ -werten der Hauptelemente (a), graphisch aus der Abb. 17 ermittelt (b).

Tab. 10: Relative absorption  $\mu_{Pr} : \mu_{Quarz}$ . Calculated with the concentration and  $\mu$ -values of the major elements (a), determined from the variation curve of fig. 17.

	Relativmessung (100 ppm Sn) Matrixkorrektur		Untergrundnormierung	
	ohne	mit	100 ppm Sn	8 ppm Sn
$\epsilon_{rep}$ (Rel.-%)	8,5	9,0	5,1	17,8
$\epsilon_m$ (Rel.-%) für $\mu$ (g/cm <sup>2</sup> )	8,6 3,2	0 beliebig	5,1 1,4	17,8 1,8
$\epsilon_t$ (Rel.-%) bei $\mu \leq 1,7$ g/cm <sup>2</sup>	12,2	9,0	7,3	25,5
$\epsilon_t$ (Rel.-%) bei $\mu \geq 1,7$ g/cm <sup>2</sup>		9,0 (100 ppm) 18,0 (8 ppm)		

Tab. 11: Größenordnung der Fehleranteile bei der Analyse des Zinns mit der RFA.

Tab. 11: Amount of the different errors in the measurement of tin with RFA.

### 5.3.5 Analysegesamtfehler

Eine Matrixkorrektur ist nur dann sinnvoll, wenn der durch Matrixeffekte bedingte Fehler größer als die Summe der zufälligen Fehlerquadrate ist, d. h.  $\epsilon_m^2 \geq \epsilon_{rep}^2$ . Die Größenordnung dieser Fehleranteile bei der Zinnanalyse ist in Tab. 11 angegeben. Daraus folgt:

1. Proben mit  $\mu \leq 1,7$  cm<sup>2</sup>/g, Messung nach der Methode der Untergrundnormierung;
2. Proben mit  $\mu \geq 1,7$  cm<sup>2</sup>/g, Matrixkorrektur mit dem aus Abb. 17 über  $N_B$  ermittelten Massenabsorptionskoeffizienten.

Für die Analyse der Elemente Rb, Sr, Zr und Mo wurden Eichkurven mittels geochemischer Standards aufgestellt (Tab. 8) und jeweils eine Regressionsgerade für eine mittlere granitische Zusammensetzung berechnet. Die Größenordnungen der Gesamtfehler sind in Tab. 4 angegeben.

### 5.3.6 Nachweisgrenzen

Die Nachweisgrenze eines Elementes wird mit der Standardabweichung  $S_U$  der Untergrundintensität  $N_B$  bei einer statistischen Sicherheit von P: 99,7 % (3) als die Elementkonzentration definiert, für deren Nettointensität gilt:

$$N_1 - N_B = 3 \sqrt{n + 1} \cdot S_U \quad n: \text{Anzahl der Meßstellen bei der Untergrundintensitätsmessung (SCHROLL 1975).}$$

Die so bestimmte Nachweisgrenze ist keine Konstante, sondern ist abhängig von der Probenmatrix, der Güte der Eichkurve (HUBAUX & VOX) und der Verwirklichung optimaler Meßbedingungen. Tab. 9 zeigt die nach obenstehender Meßvorschrift ermittelten Nachweisgrenzen für granitische Matrix. Insbesondere bei der Zinnanalyse wurde durch Verlängerung der Analysezeit und Optimierung der übrigen Meßbedingungen eine deutliche Verbesserung der Nachweisgrenze erreicht.

### 5.4 Zinnanalyse mit tragbarer Isotopen-Röntgenfluoreszenzanalyse (IRFA)

Bei der strategischen Prospektion nach Zinn liefert die geochemische Untersuchung von Lockersedimenten (Flußsedimente, alte Terrassen etc.) wichtige Erstinformationen über vorhandene Primärlagerstätten. Zur schnellen Beschaffung dieser Daten wurde ein tragbares IRFA-Gerät der Firma Nuclear Enterprises (Typ M 8563-B, NE 5017) im Gelände und bei Labormessungen an der Universität Cagliari eingesetzt. Für sein Entgegenkommen und die gewährte praktische Unterstützung sei Herrn Prof. Valera (Uni. Cagliari) an dieser Stelle gedankt.

Zur Anregung der elementspezifischen Sn-K $\alpha$ -Strahlung ist eine Am-241 Isotopenquelle (3mCi) besonders günstig. Durch Anwendung einer Filtertechnik wird diese charakteristische Strahlung aus dem Röntgenfluoreszenzspektrum isoliert. Die Intensität der Strahlung wird mit einem NaJ-Szintillometer gemessen und von einem Einkanalanalysator als Differenzzahlrate (DCR: Intensität durch Filter 1 minus Intensität durch Filter 2) registriert. Die Eichung erfolgt mittels synthetisch hergestellter Standards (Zinn in Granit bzw. Flußsand). Die methodischen Voruntersuchungen dazu wurden bereits an anderer Stelle mitgeteilt (BISTE & SCHNEIDER 1979).

Die Zinngehalte der Flußsedimente liegen nur in einem Fall oberhalb der Nachweisgrenze von 0,04 % Zinn. Zur Erfassung von Anomalien mußten deshalb die Proben mit der stationären RFA nachgemessen werden (Kap. 5.3.4). Die Proben von Halden und Flotationsbergen der "Miniera Canale Serci" führten dagegen reichlich Zinn (Tab.33 im Anhang).

Für den optimalen Einsatz der tragbaren IRFA wäre ein Anreichern der SM-Fraktion mit der Waschpfanne im Gelände notwendig. Da die meisten Flüsse Sardinien nur während der Regenzeit ausreichend Wasser führen, ist die alluviale Prospektion in diesem Gebiet nur in den Monaten Dezember bis April durchführbar.

### 5.5 Atomabsorptionsspektral-Analyse (AAS)

Die AAS ist eine in vielen naturwissenschaftlichen Bereichen angewandte Analyseverfahren, so daß an dieser Stelle nicht näher auf grundsätzliche Fragen eingegangen werden muß. Physikalische Grundlagen, Funktionsweise und Anwendungsbeispiele werden z. B. bei ANGINO & BILLINGS (1972), RAMINEZ-MUÑOZ (1968) und WELZ (1972) ausführlich behandelt. Spezielle Informationen finden sich außerdem in dem Periodika "Atomic Absorption Newsletter".

Die Analysen wurden am Institut für Angewandte Geologie der FU Berlin mit einem AAS-Gerät der Firma Perkin-Elmer Modell 400, durchgeführt. Für die Hilfe bei den Reihenanalysen sei Frau B. Alberts an dieser Stelle besonders gedankt.

Der Aufschluß der Proben erfolgte nach der Vorschrift von RANTALA & LORING (1975), wonach bis zu 21 Haupt- und Spurenelemente in silikatischer Matrix bestimmt werden können.

In ein Teflongefäß wird 0,2 g analysefeine Probensubstanz eingewogen und mit 1 ml Königswasser und 6 ml 40 %iger HF versetzt. In einer fest verschlossenen Stahlbombe (Parr Instrument Corp., Moline, Ill./USA) wird der Aufschluß im Trockenschrank 45 min lang bei einer Temperatur von 110 °C erhitzt. Nach Abkühlen wird der Inhalt des Teflongefäßes in eine Plastikflasche gegossen und mit 5,6 g Borsäure und etwa 20 ml Aqua dest. durch kräftiges Schütteln vermischt. Im Meßkolben wird diese Lösung auf 100 ml aufgefüllt (Verdünnungsfaktor 1:500).

Alle Analyseelemente (Na, Li, Pb, Zn, Cu) wurden in der Flamme (Luft-Acythelen-Gemisch) atomisiert. Die Registrierung der elektrischen Signale erfolgte digital. Zur Eichung wurden die in Tab. 8 aufgeführten Standards nach derselben Vorschrift aufgeschlossen und eine mittlere Eichkurve für granitische Matrix aufgestellt. Tab. 4 vermittelt einen Eindruck über die Größenordnung der Gesamtreproduzierbarkeit (wiederholter Aufschluß und Messung derselben Probe) und des gesamten Analysefehlers. Letzterer wurde mit den Analysewerten des G-2-Standards abgeschätzt.

### 5.6 Fluoranalyse

Die Fluor-Bestimmung erfolgte potentiometrisch mit einer Fluor-ionenselektiven Elektrode der Firma Orion Research Inc. (Cambridge, Mass./USA). Für die Analyse ist zunächst eine quantitative Überführung des Fluors in Lösung durch Destillation (SEEL et al. 1964) notwendig. Eine genaue Beschreibung dieses Aufschlußverfahrens findet sich bei ZIMMER (1976). Eigene Voruntersuchungen ergaben, daß die von letzterem ermittelte Mindestdestillationszeit für Fluor in Karbonatmatrix von etwa 23 min auch für Gesteine mit silikatischer Matrix Gültigkeit hat. Nach dieser Zeit sind mindestens 95 % des gesamten Fluorgehaltes aus dem Probenpulver gelöst. Die Genauigkeit der Fluoranalyse liegt bei etwa 6 Rel. % (Tab. 4).

### 5.7 Emissionsspektralanalyse (Bor)

An einer begrenzten Anzahl von Granitproben (10) wurden an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Bor-Analysen mittels optischer Emissionsspektralanalyse und Emissionsquantometer durchgeführt. Die mitgeteilten Werte stellen Mittelwerte der mit beiden Methoden gewonnenen Konzentrationen dar. Für die Mittelwertbildung wurden alle Werte verwendet, die nicht mehr als  $\pm 15$  % vom Mittel abweichen. Für Konzentrationen 40 ppm wurden grundsätzlich die emissionsquantometrischen Werte zugrunde gelegt (briefliche Mitteilung von FESSER 1977).

## 6. DOKUMENTATION

Die ermittelten Elementgehalte und zugehörigen petrographischen Beobachtungen der untersuchten Proben sind in den Tabellen 30 bis 34 im Anhang dokumentiert. Die Lage der geochemischen Profile und die Probenahmepunkte gehen aus den Abb. 8 bis 13 hervor. Sind für die Granitmassive G 1 - 5 verschiedene Granitoidtypen (00 bis 13, Tab. 29 im Anhang) geologisch und petrographisch definiert, dann lassen sich ihre Konzentrationswerte  $c_{E1}$  nach verschiedenen Gesichtspunkten auswerten. Die dabei benutzten Zeichen und Zahlensymbole sind in der Tab. 29 im Anhang zusammengefaßt. Außerdem finden sich dort Mittelwert und Streuung der einzelnen Gesteinsvarietäten für die Massive.

Die Weiterverarbeitung der Datenkollektive, wie z. B. die statistische Ermittlung anomaler Werte, statistische Tests, Häufigkeitsverteilungen, Differentiationsdiagramme etc., erfolgte mit programmierbaren Kleinrechnern (z. B. Texas Instrument, TL Programmable 57) oder zeichnerisch per Hand. Sofern wichtig, werden an entsprechender Stelle nähere Angaben über die mathematischen Randbedingungen der Auswertung gemacht. Die bei der Mittelwert- und Varianzbildung auftretenden Probleme, z. B. die Entscheidung über die statistische Verteilungsart eines Elementes im speziellen Fall, werden in Kap. 8 gestreift.

## 7. PETROCHEMIE DER GRANITOIDE

### 7.1 Stoffliche Charakterisierung

Nach ihrem Elementchemismus können die untersuchten Granitoide in Großgruppen untergliedert werden. Der Vergleich der Massive untereinander, insbesondere die Festlegung metallogenetischer Besonderheiten, gelingt allerdings erst bei Berücksichtigung der Geochemie der Spurenelemente. Voraussetzung bei der Interpretation geochemischer Daten ist die Kenntnis der Primärzusammensetzung und des Ausmaßes metasomatischer Prozesse.

Gruppe	Granitoid-Typ	L	Elemente der Frühkristall.	Elemente der Spätkristall.	M	K/Na	TiO <sub>2</sub> (ppm)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (ppm)	Zr (ppm)
(1)	Gabbro (11a) <sup>1)</sup>	6	TiO <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	66,8 <sup>2)</sup>	-	11900 <sup>2)</sup>	1800 <sup>2)</sup>	-
	Tonalit (11b)		MgO CaO P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		70,8	1,13	8200	3640	158
(2)	Quarzdiorit (11c)	10	Zr		69,2 <sup>2)</sup>	-	8300 <sup>2)</sup>	2200	-
	Granodiorit (06)				82,3	0,98	5400	3200	162
	Monzogranit (05)	12,5			83,3	1,40	4400	1790	143
(3)	Leukogranit (04)		abnehmende Häufigkeit	zunehmende Häufigkeit	91,9	1,53	810	810	96
	Alk-Fsp-Granit (03)				88,5	1,95	370	490	70
	Zweiglimmergranit(02)								

Tab. 12: Petrochemische Gliederung der Granitoide S-Sardiniens. - 1) Petrologischer Schlüssel, vgl. Tab. 29 B im Anhang, 2) Analysedaten aus DI SIMPLICIO et al. (1975: 1038-40), L: Larsen-Index, vgl. Tab. 30.

Tab. 12: Petrochemical classification of the granitoids of S-Sardinia. - 1) Petrological key of tab. 29 B of the appendix, 2) datas according to Di SIMPLICIO et al. (1975: 1038-40), L: Larsen index, compare tab. 30.

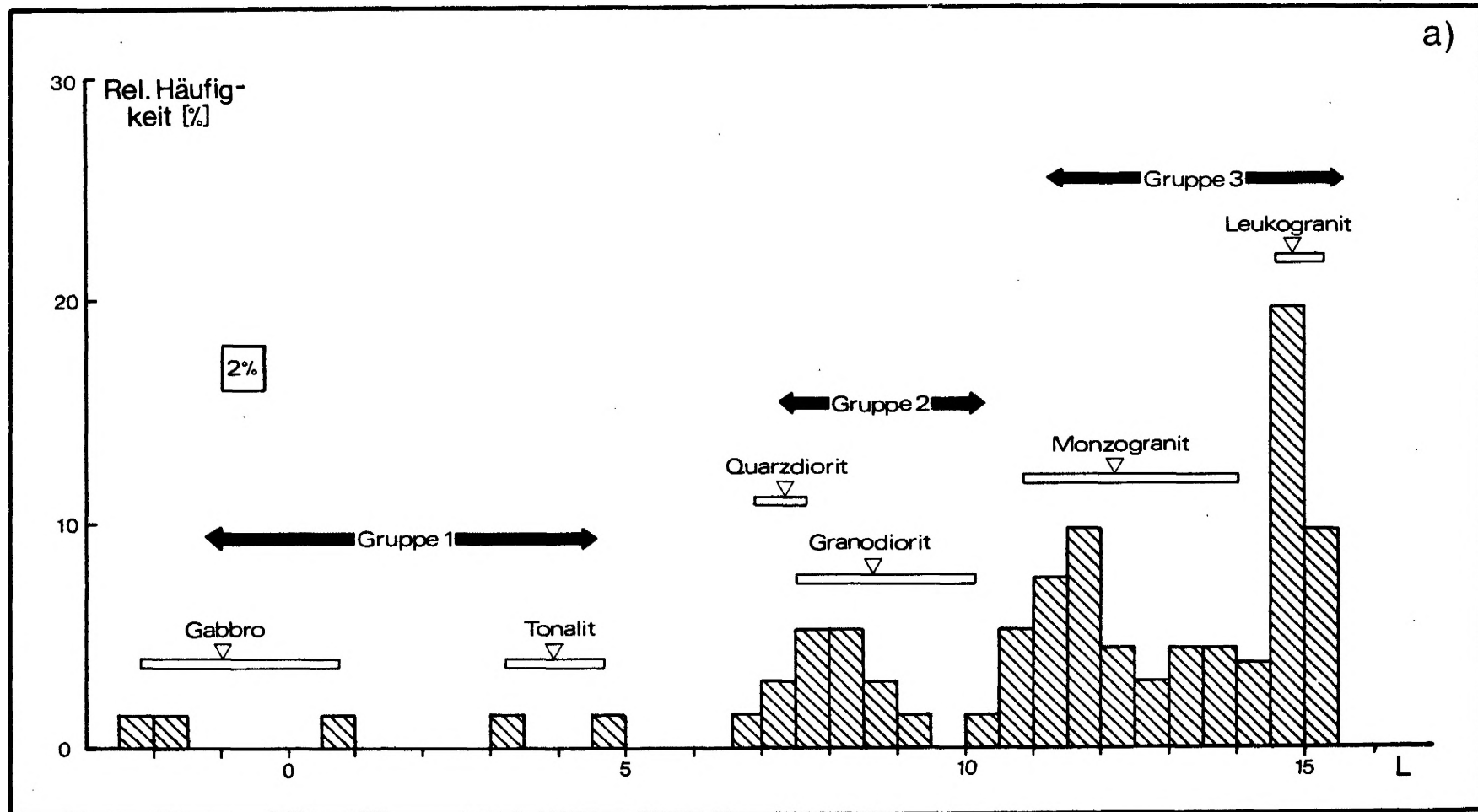
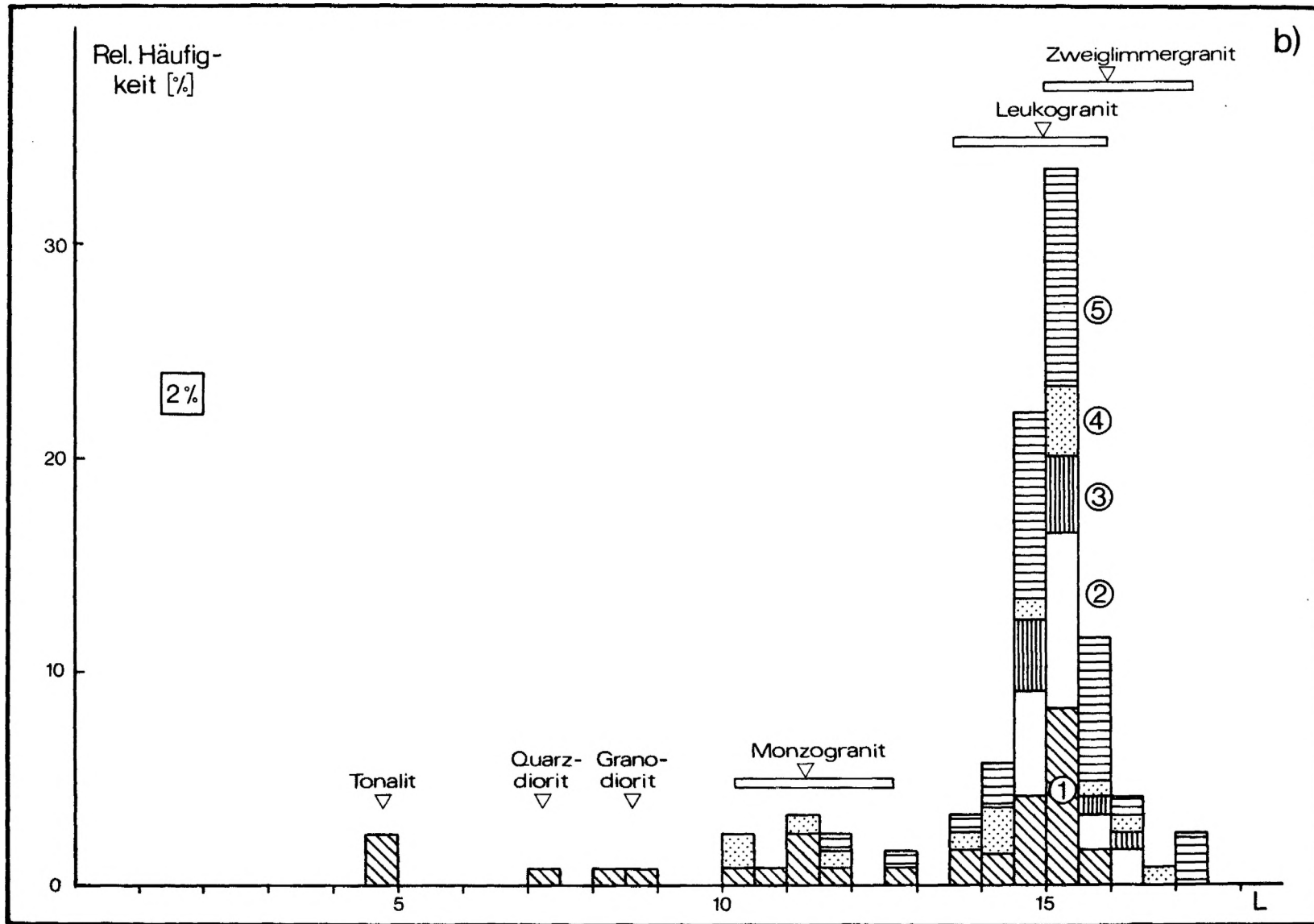


Abb. 19: Häufigkeitsverteilung des Larsen-Indexes  $L = 1/3 (Si + K) - (Mg + Ca)$ , Mittelwert und Spannweite der einzelnen Granitoidtypen (vgl. Tab. 29 B im Anhang). a) Nord- und Mittel-Sardinien, Daten aus DI SIMPLICIO et al. (1975) und DEL MORO et al. (1975), b) S-Sardinien, Massive G 1 - 5.

Fig. 19: Frequency distribution of the Larsen index  $L = 1/3 (Si + K) - (Mg + Ca)$ , arithmetic mean and range of the different types of granitoids (compare tab. 29 B of the appendix). a) North and central Sardinia, data taken from DI SIMPLICIO et al. (1975) and DEL MORO et al. (1975), b) S-Sardinia, massives G 1 - 5.





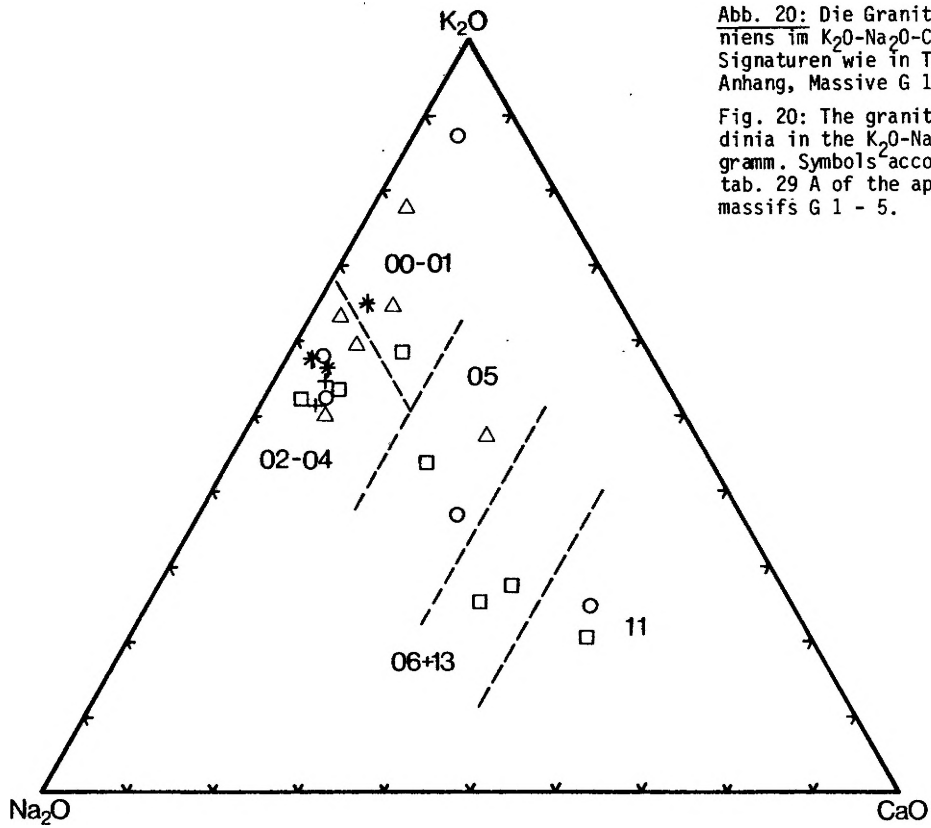


Abb. 20: Die Granitoide Sardiniens im  $K_2O-Na_2O-CaO$ -Diagramm. Signaturen wie in Tab. 29 A im Anhang, Massifs G 1 - 5.

Fig. 20: The granitoids of Sardinia in the  $K_2O-Na_2O-CaO$  diagram. Symbols according to tab. 29 A of the appendix, massifs G 1 - 5.

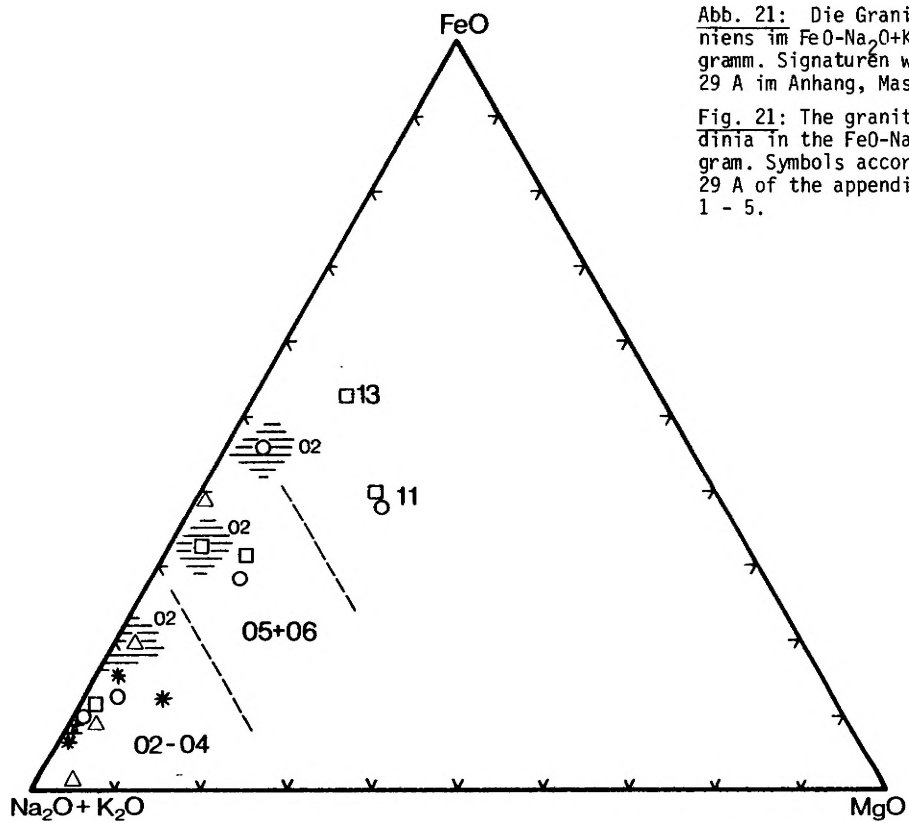


Abb. 21: Die Granitoide Sardiniens im  $FeO-Na_2O+K_2O-MgO$ -Diagramm. Signaturen wie in Tab. 29 A im Anhang, Massifs G 1 - 5.

Fig. 21: The granitoids of Sardinia in the  $FeO-Na_2O+K_2O-MgO$  diagram. Symbols according to tab. 29 A of the appendix, massifs G 1 - 5.

In Tab. 12 ist die petrographische Gliederung der Granitoide (Kap. 4.3) einigen petrochemischen Parametern gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß sich diese Gliederung in der Verteilung des Larsen-Indexes widerspiegelt (Abb. 19). Folgende Gruppierung läßt sich durchführen (vgl. S. . .):

(1)	Gabbro, Tonalit	>6
(2)	Quarz-Diorit, Granodiorit	6 - 10
(3) (a)	Monzogranit	10 - 12,5
	(b) Leukogranit, Alk-Fsp-Granit	12,5 - 15,5
	(c) Zweiglimmergranit	>15,5

Somit läßt sich die modale Gesteinsansprache durch den numerischen Wert des Larsen-Indexes der Probe ersetzen.

Diese Gruppen zeichnen sich auch in den Dreiecksdarstellungen  $K_2O-Na_2O-CaO$  (Abb. 20) und  $FeO-Na_2O+K_2O-MgO$  (Abb. 21) deutlich ab. Der Zunahme von granitophilen Elementen steht die Abnahme der Konzentrationen des Ti, Zr und Mg von den basischen zu den sauren Varietäten diametral gegenüber. Das K/Na-Verhältnis steigt dagegen erwartungsgemäß in Richtung Zweiglimmergranit von etwa 1 auf den Wert 2 an.

Im Differentiationsdiagramm nach KÖHLER & RAAZ (1951) zeigen die darstellenden Punkte der Mittelwerte der Magmatite einen Differentiationstrend, der für kalkalkalische Magmen typisch ist (Abb. 27). Die Endprodukte liegen mit qz-Werten von 60 - 70 % im Feld für Leukogranitische Magmatite. Die metasomatischen Gesteine (Greisen) dagegen finden sich erwartungsgemäß im Feld für "altered rocks" mit niedrigem Feldspatgehalt (Kap. 7.3.1).

Versuchsweise wurde durch einen Rangvergleich, basierend auf den Mittelwerten der Elemente  $SiO_2$  bis  $P_2O_5$ , die Verteilung des Spearman's Rank Correlation Coefficient R (MARSAL 1967) für die Granitoid-Typen der einzelnen Massive ermittelt (Tab. 13). Eine feinere Unterteilung, insbesondere die Ermittlung signifikanter Unterschiede innerhalb einer Hauptgruppe bzw. zwischen den Massiven, ist auch mit diesem Verfahren nicht durchführbar.

Massiv G	Granitoid-Typ <sup>2)</sup>	R-Wert	Signifikante Gruppen (P: 99%)	
N <sup>1)</sup>	04	1,00	(3)	
3	02	0,99		
5	03	0,99		
5	04	0,99		
2	03	0,99		
2	04	0,99		
1	04	0,99		
4	04	0,99		
5	02	0,99		
1	03	0,99		
4	02	0,99		
5	05	0,88		(2)
1	05	0,83		
4	05	0,82		
1	06	0,76		
1	12	0,62		
4	11	0,49	(1)	
1	11	0,30		

Tab. 13: Rangvergleich der prozentualen Häufigkeitswerte der chemischen Analysedaten ( $SiO_2$  bis  $P_2O_5$ ) der Mittelwerte der verschiedenen Granitoidtypen. R: Spearman's Rank Correlation Coefficient. 1) Mittelwerte für Leukogranit N-Sardiniens (DI SIMPLICIO et al. 1975: 1038-40). 2) Petrologischer Schlüssel der Tab. 29 im Anhang.

Tab. 13: Rank correlation of the frequency values of the chemical analyses ( $SiO_2$  until  $P_2O_5$ ) of the mean values of the different granitoides. R: Spearman's Rank Correlation Coefficient. 1) Mean value of leucogranite of N-Sardinia (DI SIMPLICIO et al. 1975: 1038-40). 2) Petrological key of tab. 29 of the appendix.

## 7.2 Räumliche Verteilung der Elemente

So wie genetisch unterschiedliche Granite (Kap. 9.1) deutliche Unterschiede in ihrer Geochemie zeigen, variieren auch die Elementgehalte innerhalb eines Massives. Die Erfassung dieser ortsabhängigen Verteilung ermöglicht Aussagen über den Intrusionsmechanismus, den raum-zeitlichen Ablauf der magmatischen Differentiation und Kristallisation sowie das Ausmaß metasomatischer Prozesse. Bisher wurde von zahlreichen Autoren ein Schalenbau, insbesondere der großen und uniform zusammengesetzten Granitplutone, als Ergebnis ihrer magmatischen Entwicklung festgestellt (VANCE 1960, HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN 1967, EMMERMANN 1968, EIDAM & SEIM 1971 u.a.).

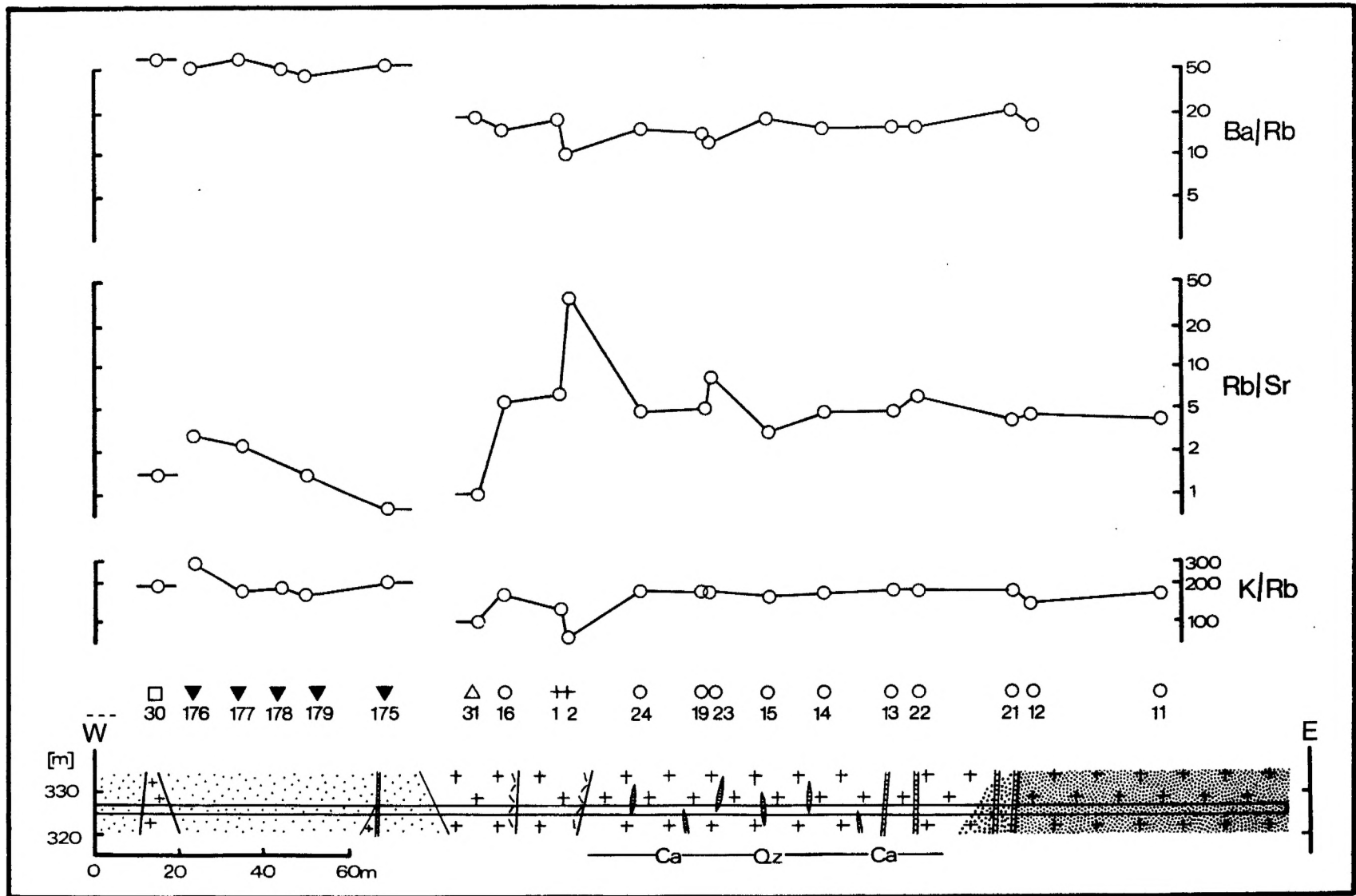


Abb. 22a: Geochemisches Profil AA', Sarrabus-Granit (Miniera Masaloni)

Abb. 22a: Geochemical section AA', Sarrabus-Granite (Miniera Masaloni)

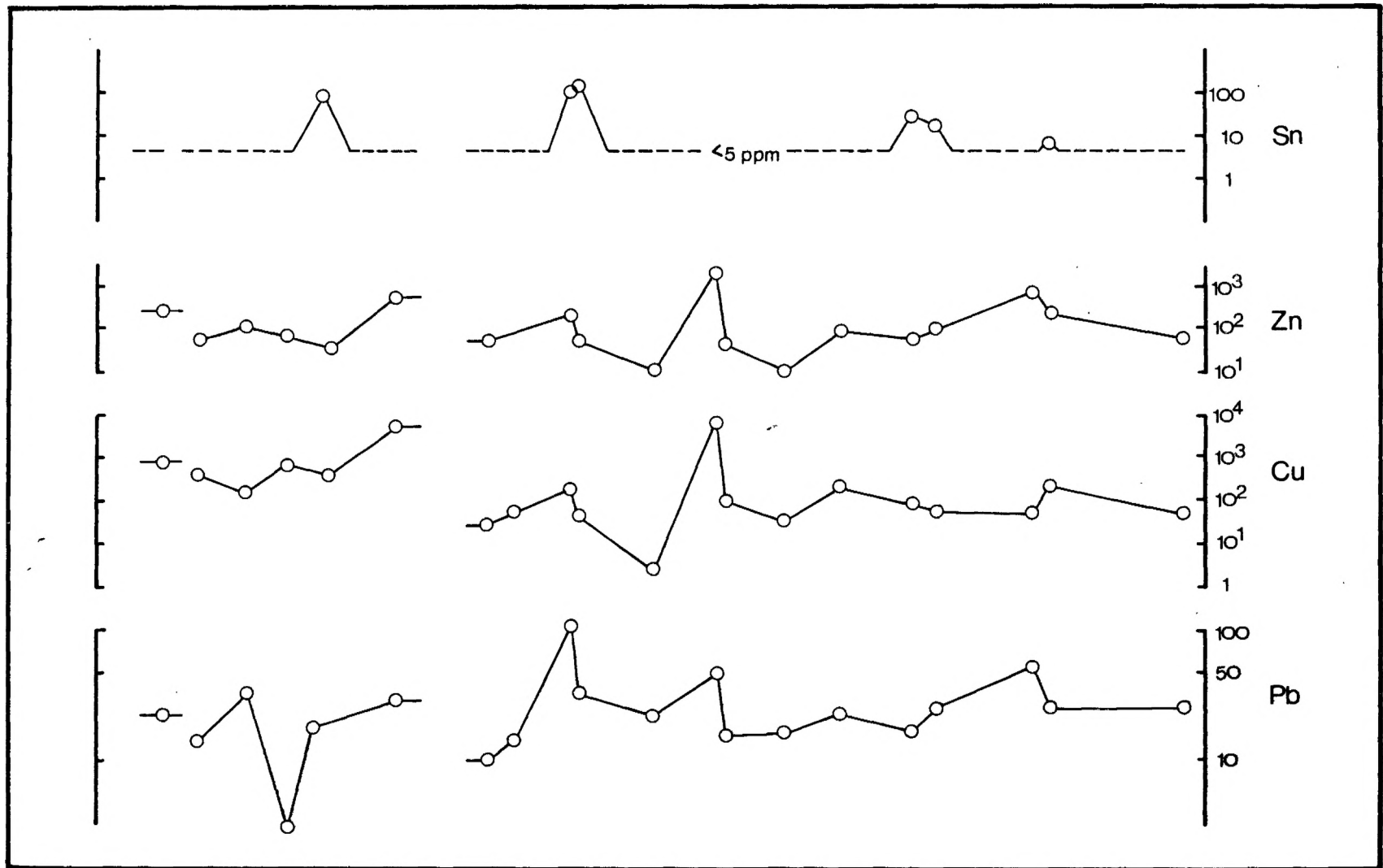


Abb. 22b: Geochemisches Profil AA', Fortsetzung.

Abb. 22b: Geochemical section AA', continuation.

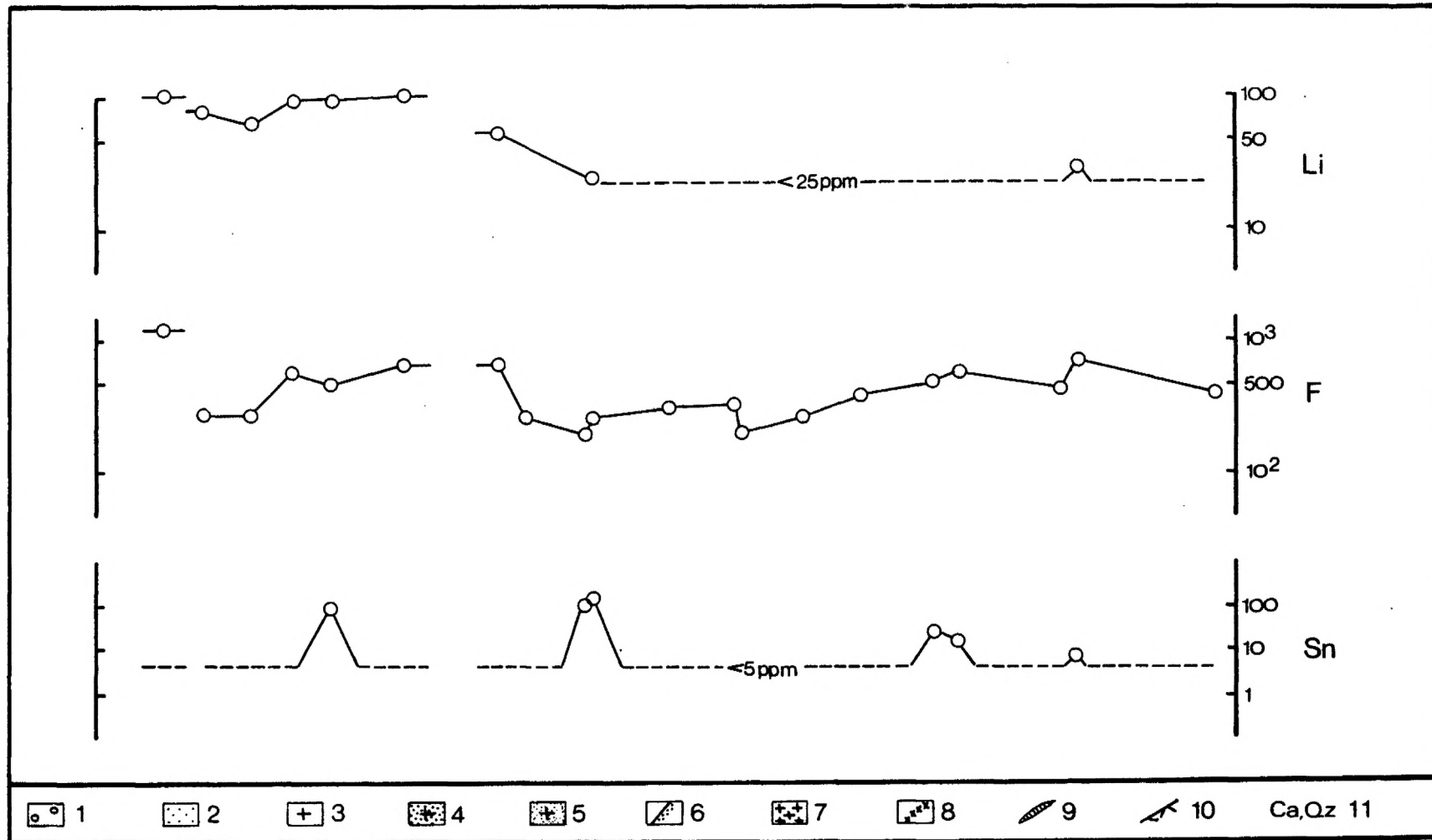


Abb. 22c: Geochemisches Profil AA', Fortsetzung. 1) Quartär, 2) Altpaläozoikum, 3) Leukogranit, hypidiomorph, 4) Leukogranit, porphyrisch, 5) Zweiglimmergranit, 6) Greisen, 7) Tonalit, Granodiorit, Quarzdiorit, 8) Äplit, 9) Mineralisation, 10) Störung, 11) Fluorit und Calcit (Ca), Quarz (Qu).

Fig. 22c: Geochemical section AA', continuation. 1) Quaternary, 2) Lower Palaeozoic, 3) leucogranite, hypidiomorphic, 4) leucogranite, porphyritic, 5) two-mica-granit, 6) greisen, 7) tonalite, granodiorite, quartzdiorite, 8) aplite, 9) mineralization, 10) fault, 11) fluorite and calcite (Ca), quartz (Qu).

Massiv G	Petro- graphie	TiO <sub>2</sub>		Zr		F		Li		Rb		Sn		Pb		Zn		Cu	
		$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>	$\bar{x}$	s <sup>2</sup>
3	02	350	2500	71	0,0091	990	0,384	58	0,164	379	0,020	9	0,070	52	0,261	84	0,102	68	0,565
	04	450	22500	65	0,0030	270	0,104	38	0,066	356	0,0032	11	-	33	0,019	56	0,015	17	0,043
5	01	700	64500	96	0,011	1430	0,230	40	0,126	384	0,053	63	0,22	15	0,212	101	0,149	54	0,728
	02	550	-	61	-	170	-	21	-	493	-	17	-	72	-	31	-	23	-
	04	780	260000	99	0,0058	479	0,088	38	0,082	312	0,024	5	0,035	28	0,039	45	0,085	29	0,079
4	02	350	52400	73	0,0038	276	0,0075	62	0,098	288	0,0029	6	0,018	40	0,0063	155	0,277	110	0,484
	04	550	25900	87	0,0092	213	0,074	39	0,030	253	0,012	5	0,055	28	0,011	47	0,047	30	0,076
2	01	1700	-	94	0,0067	1180	0,058	38	0,092	296	0,0044	15	0,138	29	0,491	52	0,328	90	0,766
	04	610	72900	95	0,0033	393	0,116	17	0,068	258	0,0009	4	-	21	0,057	25	0,026	22	0,033
1	01	950	-	96	-	711	-	10	-	230	-	127	-	64	-	100	-	100	-
	04 <sub>tot</sub>	920	194000	105	0,0030	333	0,060	15	-	258	0,0030	4	-	26	0,050	33	0,071	36	0,068
	04 <sub>Rand</sub>	1000	35400	109	0,0013	390	0,021	-	-	242	0,0003	-	-	25	0,030	84	0,404	111	0,414

Tab. 14: Verteilungsparameter einiger Spurenelemente innerhalb der Granitmassive G 1-5 S-Sardiniens. Greisen (01), Zweiglimmergranit (02), Leukogranit (04), (tot) alle Werte, (Rand) Werte vom Randbereich bei der Miniera Masaloni.  $\bar{x}$ : anti-log. der geometrischen Mittelwerte, s<sup>2</sup>: Varianz (Dispersion) der log-transformierten Daten. Alle Angaben in ppm.

Tab. 14: Distribution parameters of some trace elements of the granite massifs of S-Sardinia. Greisen (01), two-mica-granite (02), Leucogranite (04), (tot) all values, (Rand) values of the margin near the Masaloni mine.  $\bar{x}$ : anti-log. of the geometric means, s<sup>2</sup>: variance (dispersion) of the log-transformed datas. All datas in ppm.

Dieser Aufbau drückt sich in mit zur Granitmorphologie parallelen Isoelementbereichen aus, die sehr oft mit Zonen bestimmter struktureller Ausbildung, auch bei Abwesenheit scharfer Kontakte zwischen den Strukturvarietäten, deckungsgleich sind. Die mobileren Spurenelemente erreichen dagegen besonders in den apikalen Teilen metallogenetisch spezialisierter Granitmassive maximale Konzentration und Dispersionswerte (TAUSON & KOZLOV 1973: 41, "Emanative Konzentration"). Die Erstarrung einer Schmelze kann deshalb bei hohen Gehalten mobiler Elemente zwei raum-zeitliche Verteilungsmuster hervorbringen, nämlich das der Früh- (granitophobe -) und Spät-Kristallisation (granitophile Elemente). Erstere Verteilung wird von einer mehr statischen in-situ-Differentiation vom Rand zum Kern, zweitere dagegen von einer dynamischen Diffusions-Differentiation mit der Bildung einer residualen Phase im Dach oder Teilbereichen der Intrusion bestimmt.

Bei der Untersuchung von Höffigkeitsindikatoren sollte der Einfluß der Raumlage der gezogenen Proben auf die Indikator-Größen bekannt sein. So kann eine kritische Bewertung der Mittel- und Dispersionswerte im Vergleich mit Literaturdaten Anhaltspunkte zur Abschätzung dieses Raumeffektes liefern ("Erosionsstockwerk"). Hohe Dispersionswerte der Elemente der Frühkristallisation (Ti, Zr) sind Hinweis für einen ausgeprägten Schalenbau. Die emanative Elementanreicherung dagegen, aber auch metasomatische und hydrothermale Prozesse, sollten sich in erhöhten Mittel- und Dispersionswerten der mobilen Elemente niederschlagen.

Bei der Untersuchung der Granite S-Sardiniens erfolgt wegen dieser Problematik zunächst eine räumliche Analyse der Elementverteilungen. Dazu wird in eindimensionalen Profilen das vektorielle Verhalten ausgewählter geochemischer Parameter untersucht und mit den struktur-petrologischen Ergebnissen (Kap. 4.2) verglichen. Wegen der besonderen metallogenetischen Bedeutung und günstigen Aufschlußverhältnissen im Monte-Linas-Granit wird an diesem Beispiel die räumliche Verteilung zweidimensional durchgeführt.

#### 7.2.1 Sarrabus-Granit

Nach DI SIMPLICIO et al. (1975) besteht der Sarrabus-Granit aus einem monzogranitischen Kern, der von einer mächtigen Schale aus Leukogranit umgeben wird. Die geochemische Probenahme (Abb. 8) erfolgte mit Absicht nur im Randbereich, denn diese Position entspricht den räumlichen Verhältnissen der übrigen Massive (Dach- bzw. Randbereich). Eigene Beobachtungen im Kern des Sarrabus-Granites konnten diesen Schalenbau nicht bestätigen.

Interessant erscheint die Untersuchung eines Profiles im Kontaktbereich bei der "Miniera Masaloni". Eine monographische Beschreibung dieser Pb-Zn-Grube findet sich bei DE CASTRO (1890) bzw. TRAVERSO (1890).

Das Profil (Abb. 8 und 22) wurde auf der untersten Sohle der Grube vom Granit bis in kontaktmetamorphe Schwarzschiefer-Hornfelse (Muskowit-Kalifeldspat-Andalusit-Hornfels) auf einer Distanz von 240 m etwa in E-W-Richtung genommen. Die Pb-Zn-Vererzung bildet einen E-W streichenden Körper, der innerhalb tektonischer Rutschelzonen an silurische Schwarzschiefer gebunden ist ("Monte Narba Formation", SCHNEIDER 1972). Am Kontakt zum Granit ist die Vererzung absätzig, N-S streichende Störungen durchsetzen den Granit und sein Nebengestein gleichermaßen. Deshalb erscheint das untersuchte Profil auf einer Länge von etwa 200 m stark geklüftet und an Störflächen mylonitisiert. Während und im Anschluß an die tektonischen Bewegungen erfolgte der Absatz von violettem, darauf grünem Flußspat, danach Calcit, Quarz und auch Baryt (Kap. 4.4). Ebenfalls in dieser Zone auftretende Lamprophyre konnten in ihrer Relation zur Tektonik nicht studiert werden, da entsprechende Proben nur auf der Halde zu finden sind (Probe 54, 56). Nach DE CASTRO (1890) sitzen sie in N-S streichenden Gängen auf.

In Abb. 22 sind die geologisch-petrographischen Beobachtungen einigen wichtigen geochemischen Parametern gegenübergestellt. Wie die K/Rb-, Rb/Sr- und Ba/Rb-Werte zeigen, handelt es sich um einen ganz normalen Leukogranit ohne besondere Differentiationsmerkmale. Lediglich Probe 1 und 2 zeigen anomale Werte. Sie stammen aus einer etwa 1 m breiten, an eine Störung gebundene Vergreisungszone (Quarz-Muskowitgreisen mit Pyrit) mit erwartungsgemäß erniedrigten K/Rb- und Ba/Rb-Werten sowie merklich erhöhten Rb/Sr-Werten. Entsprechend sind die erhöhten Gehalte der metallogenetischen Elemente Pb, Zn und Cu sowie auch Sn (bis 100 ppm) auf spätmagmatische Prozesse zurückzuführen.

Auf längerer Distanz ist der Granit tektonisch zerbrochen und auf Haarrissen und größeren Fugen mit Fluorit, Calcit und Quarz verheilt. Diese Mineralisation bildete sich durch spätere, von der Vergreisung unabhängige Prozesse, denn der Granit ist hier weder merklich zersetzt, noch zeigt er eine Anreicherung von Lithium. So scheint der Fluoritabsatz am ehesten kalt-hydrothermal erfolgt zu sein (VALERA 1974: 466, 150 °C).

Typisch für den untersuchten Bereich des Sarrabus-Granites sind hohe Dispersionswerte für Ti und Zr (Tab. 14). Lediglich Cu und Zn besitzen am Kontakt zu PbS-ZnS-führenden Schwarzschiefern (s. o.) extrem hohe Mittel- und Dispersionswerte (Assimilation von Nebengestein?). Die mobilen Elemente Rb und F dagegen liegen ausgesprochen niedrig. So repräsentiert dieses Massiv eine Intrusion, die ihren Elementverteilungsplan vor allem einer in-situ-Differentiation verdankt. Metasomatische Prozesse treten zurück. Der Granitkontakt hatte keine besondere Bedeutung für Lösungszirkulationen im Sinne von ŠTEMPROK (1967).



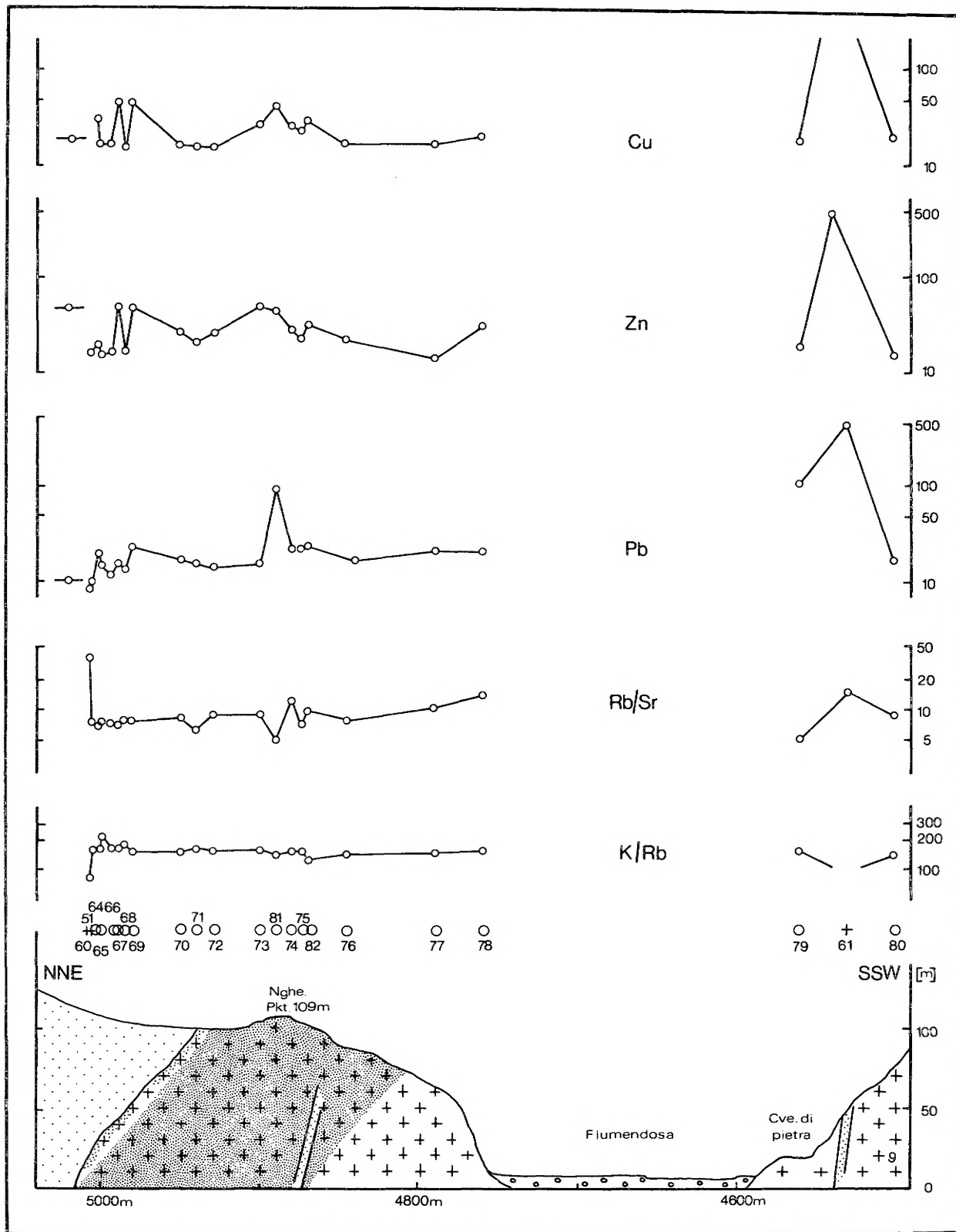


Abb. 23a: Geochemisches Profil BB', San-Vito-Granit, Symbole vgl. Abb. 22 c.

Fig. 23a: Geochemical section BB', San-Vito-Granite, symbols compare fig. 22 c.

7.2.2 San-Vito-Granit

Strukturell die kegelförmige Aufstülpung eines tiefer liegenden Plutonkörpers bildend, besteht der San-Vito-Granit in seinem Kern aus hypidiomorph körnigem und in seiner Hülle aus porphyrischem Leukogranit. Damit besitzt er günstige strukturelle Voraussetzungen für die emanative Anreicherung mobiler Spurenelemente. Zur Klärung dieser Frage wurde das Profil BB' vom Kontaktbereich in das Zentrum des Massives genommen (Abb. 9 und 23).

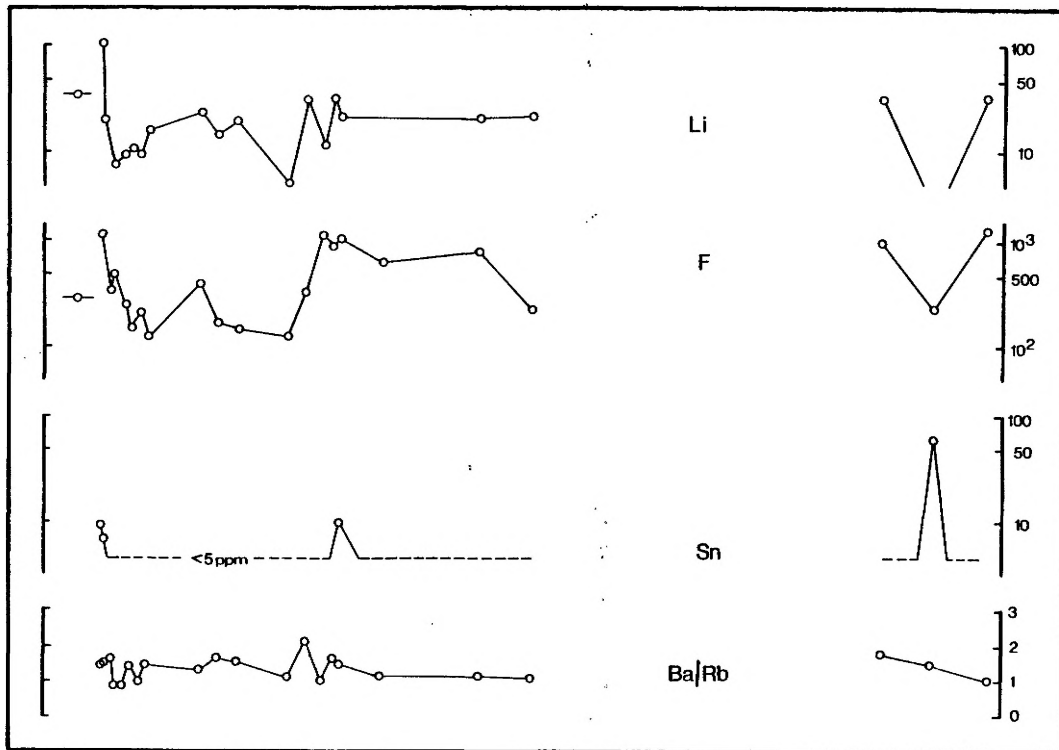


Abb. 23b: Geochemisches Profil BB', Fortsetzung.

Fig. 23b: Geochemical section BB', continuation.

Wie die Profildarstellung zeigt, setzt sich der San-Vito-Granit aus einem normalen, nicht besonders differenzierten Leukogranit zusammen. Anomalien treten nicht als Produkte einer emanativen Anreicherung, sondern als Ergebnis einer spätmagmatisch-metasomatischen Phase auf. Erniedrigte K/Rb- und Ba/Rb-Werte bzw. erhöhte Rb/Sr-, Cu-, Zn-, Pb- und auch Sn-Konzentrationswerte sind nur innerhalb geringmächtiger marginaler Quarz-Muskowit- und Kluftgreisen vorhanden. Lediglich die Verteilung der Elemente F und Li lassen tendenziell eine Raumabhängigkeit erkennen (Tab. 15). Einer marginalen etwa 20 m mächtigen Zone mit erhöhten Werten folgt ein Konzentrationsabfall. Nach etwa 100 m beginnt mit einer Kluftvergreisung ein erneuter Anstieg der Konzentrationswerte.

	Probenzahl	Li (ppm)	F (ppm)
Kontakt	5	9 - 23 - 100	250 - 570 - 1070
Marginal	7	9 - 12 - 19	126 - 200 - 450
Kern	7	11 - 22 - 32	240 - 714 - 1130

Tab. 15: Spannbreite und geometrischer Mittelwert von Li und F für drei verschiedene Abschnitte im San Vito-Granit.

Tab. 15: Range and geometric mean of Li and F calculated for different zones within the San Vito-Granite.

Der petrographische Schalenbau ist aber keinem geochemischen Parameter im strengen Sinn kongruent. Wie die Mittelwerte und geringen Dispersionswerte (Abb. 14) unterstreichen, repräsentiert der San-Vito-Granit den Apikalbereich eines Plutones ohne metallogenetische Spezialisierung. Seine Differenzierung erfolgte in situ fortschreitend vom Rand zum Kern. Die Anwesenheit einer unbedeutenden residualen Phase verursachte lokal Vergreisungen des Granites mit einer schwachen Anreicherung metallogeneti-

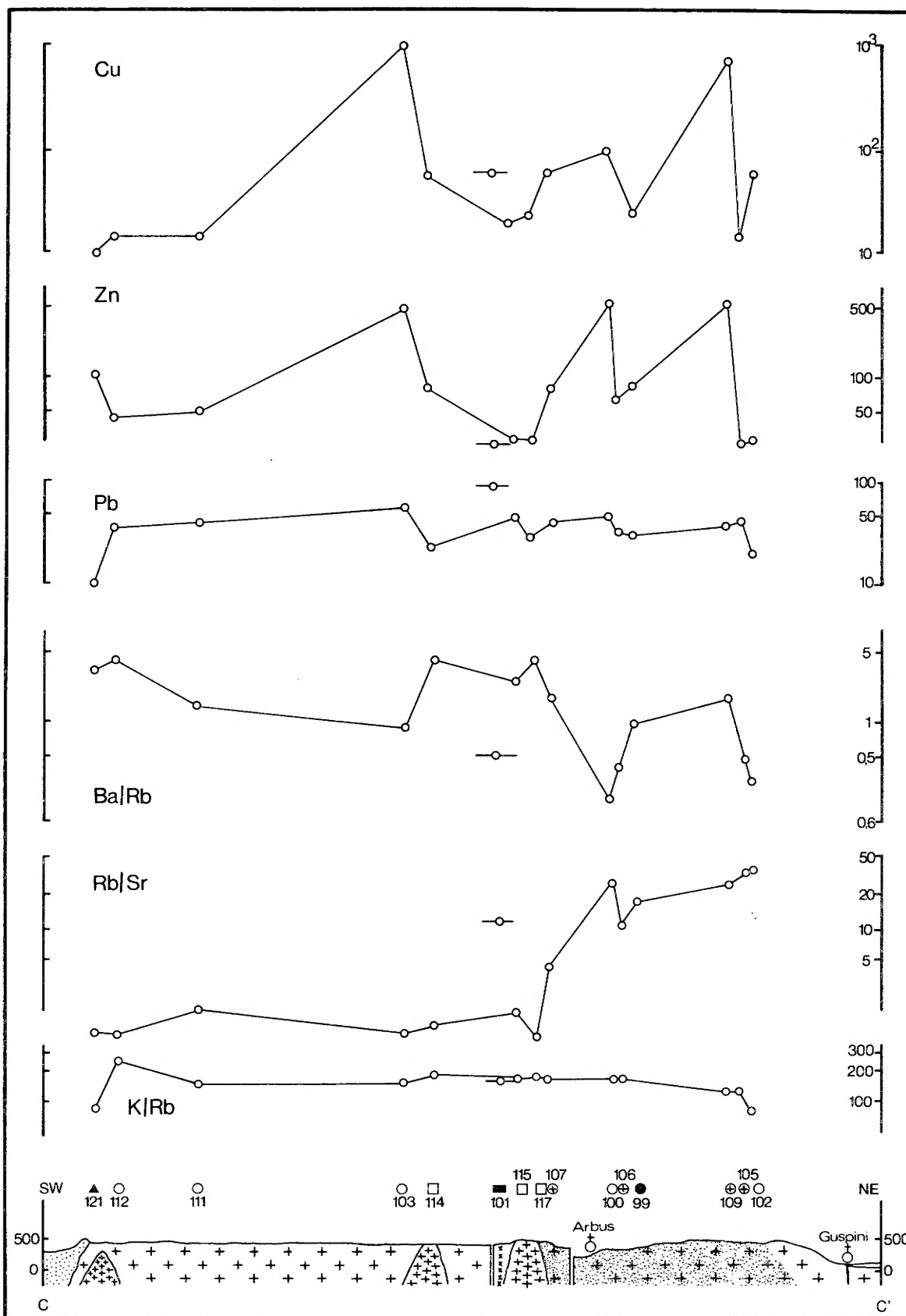


Abb. 24a: Geochemisches Profil CC'; Arburese-Granit, Symbole vgl. Abb. 22c.

Fig. 24a: Geochemical section CC', Arburese-Granite, symbols compare fig. 22c.

scher Elemente. Die vereinzelten mineralischen Vorkommen im Umfeld des San-Vito-Granites verdanken ihre Entstehung am ehesten einer begrenzten Stoffmobilisierung innerhalb der Rahmengesteine.

### 7.2.3 Quirra-Granit

Dieses Massiv bildet mit weitgespannter Dachfläche, steil abtauchenden Flanken und kleineren Nebenaufbrüchen den Apikalteil eines tiefer liegenden Intrusionskörpers (Kap. 4.2.3). Die gezogenen Proben stammen deshalb alle aus dem obersten Abschnitt mit geringer Entfernung vom Kontakt zum Nebengestein (Abb. 10). Eine geochemische Profilnahme mit kürzeren Probeabständen erschien deshalb nicht sinnvoll.

Die Mittelwerte und Varianzen der Elemente Ti und Zr besitzen die niedrigsten Werte der Massive S-Sardiniens. Darin kommt die Tendenz von Graniten der Kalkalkali-Reihe zum Ausdruck, daß sich der Anteil der Elemente der Frühkristallisation mit fortschreitender Kristallisationsdifferentiation in der Schmelze verringert. Die mobilen Elemente F, Li und Rb sowie Sn, Pb, Zn und Cu zeigen extrem hohe Werte, insbesondere im Zweiglimmergranit (Tab. 14). Somit stellt der Quirra-Granit den Apikalbereich einer Intrusion dar, bei deren Entwicklung emanative Prozesse einen bedeutenden Anteil hatten. Die assoziierten W-Mo-Lagerstätten (s. Kap. 4.2.3) sind ein signifikantes Nebenprodukt dieser Entwicklung.

### 7.2.4 Arburese-Granit

Der Arburese-Granit bildet eine ovale Granitaufstülpung, deren oberster Teil bereits auf einer Teufe von etwa 500 m abgetragen ist. Ungünstige Aufschlußverteilung und weitverbreitete tiefgründige Vergrusung erschweren die Profilnahme. Deshalb erscheint das Profil CC' W von Arbus um einige 100 m nach S versetzt (Abb. 11 bzw. 24).

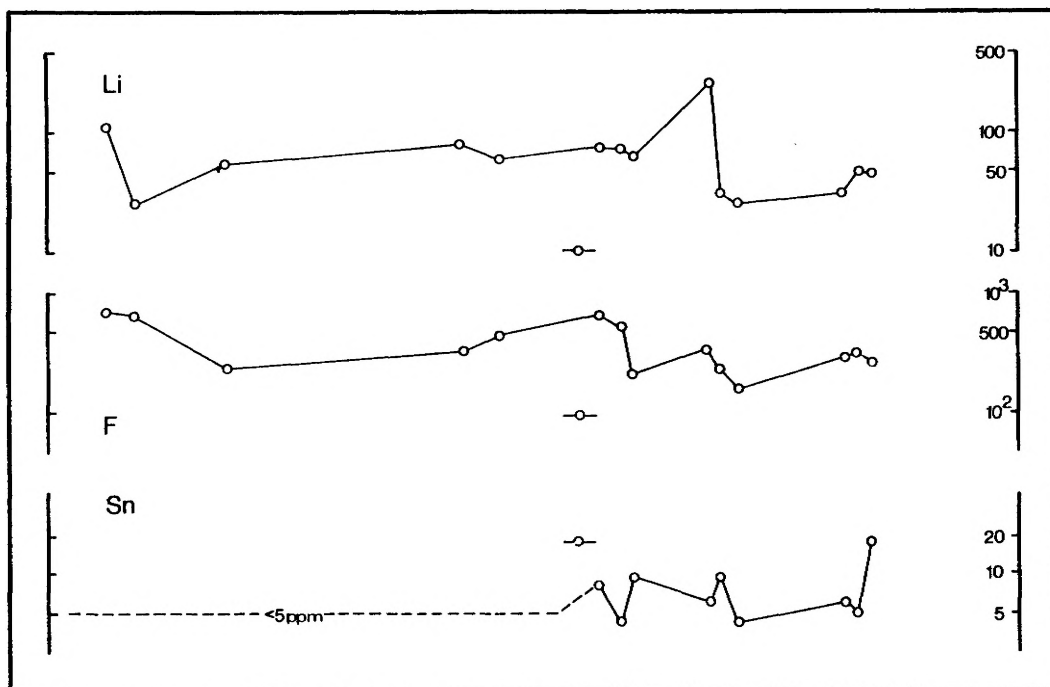


Abb. 24b: Geochemisches Profil CC', Fortsetzung.

Abb. 24b: Geochemical section CC', continuation

Die Verteilung der Rb/Sr- und Sn-Werte zeigt eine deutliche Raumabhängigkeit. Im Kern der Intrusion, etwa deckungsgleich mit dem Auftreten von Zweiglimmer- und Alkalifeldspat-Granit steigen die Werte sprunghaft an. Die metallogenetischen Elemente Zn und Cu variieren ebenfalls deutlich, aber unregelmäßig. Sie lassen sich keiner granitischen Strukturvarietät zuordnen. Die hohen Dispersionswerte sind zum einen durch emanative Anreicherung (Zweiglimmergranit), zum anderen auf die starke autometamorphe Oberprägung des gesamten Massives mit darauffolgender hydrothermalen PbS-ZnS-Lagerstättenbildung zurückzuführen (Hydrothermaler Haloe).

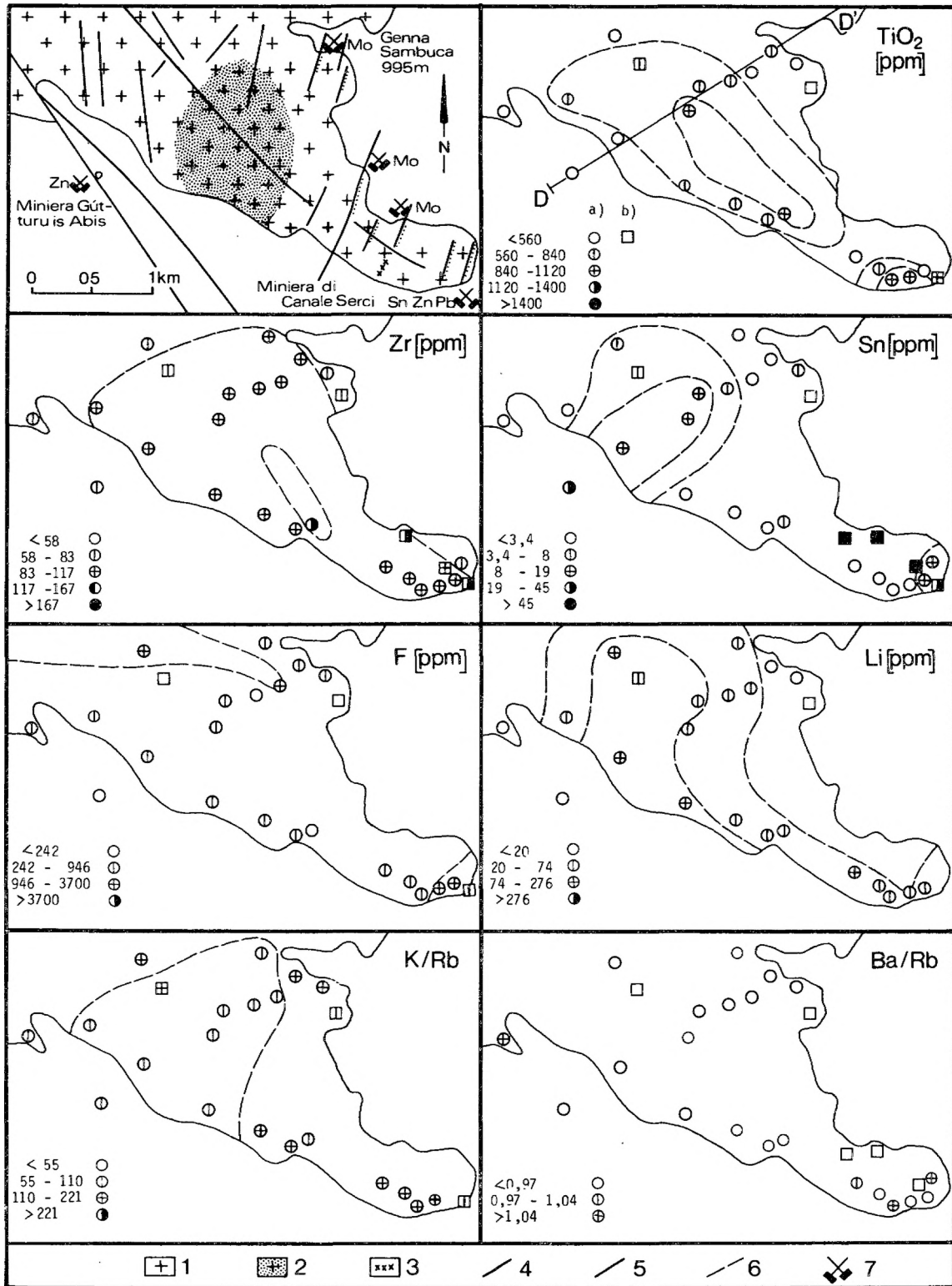


Abb. 25: Isobereiche einiger Elemente und -Verhältnisse im Monte-Linas-Granit, NW der Miniera di Canale Serci. a) Granitvarietäten 02, 03, 04, 05, b) Metasomatite 00, 01 (vgl. Tab. 29 B im Anhang. 1) Leucogranit, hypidiomorph, 2) Leucogranit, porphyrisch, 3) Aplite, 4) Störung, 5) Greisen, 6) Isolinien, 7) Aufgelassener Bergbau.

Fig. 25: Zones of equal values for some elements and ratios of the Monte-Linas-Granite, Nw of the Miniera di Canale Serci. a) Granitoids 02, 03, 04, 05. b) altered rocks 00, 01 (compare tab. 29 b of the appendix). 1) Leucogranite, hypidiomorph, 2) leucogranite, porphyritic, 3) aplite, 4) fault, 5) greisen, 6) concentration line, 7) closed mine.

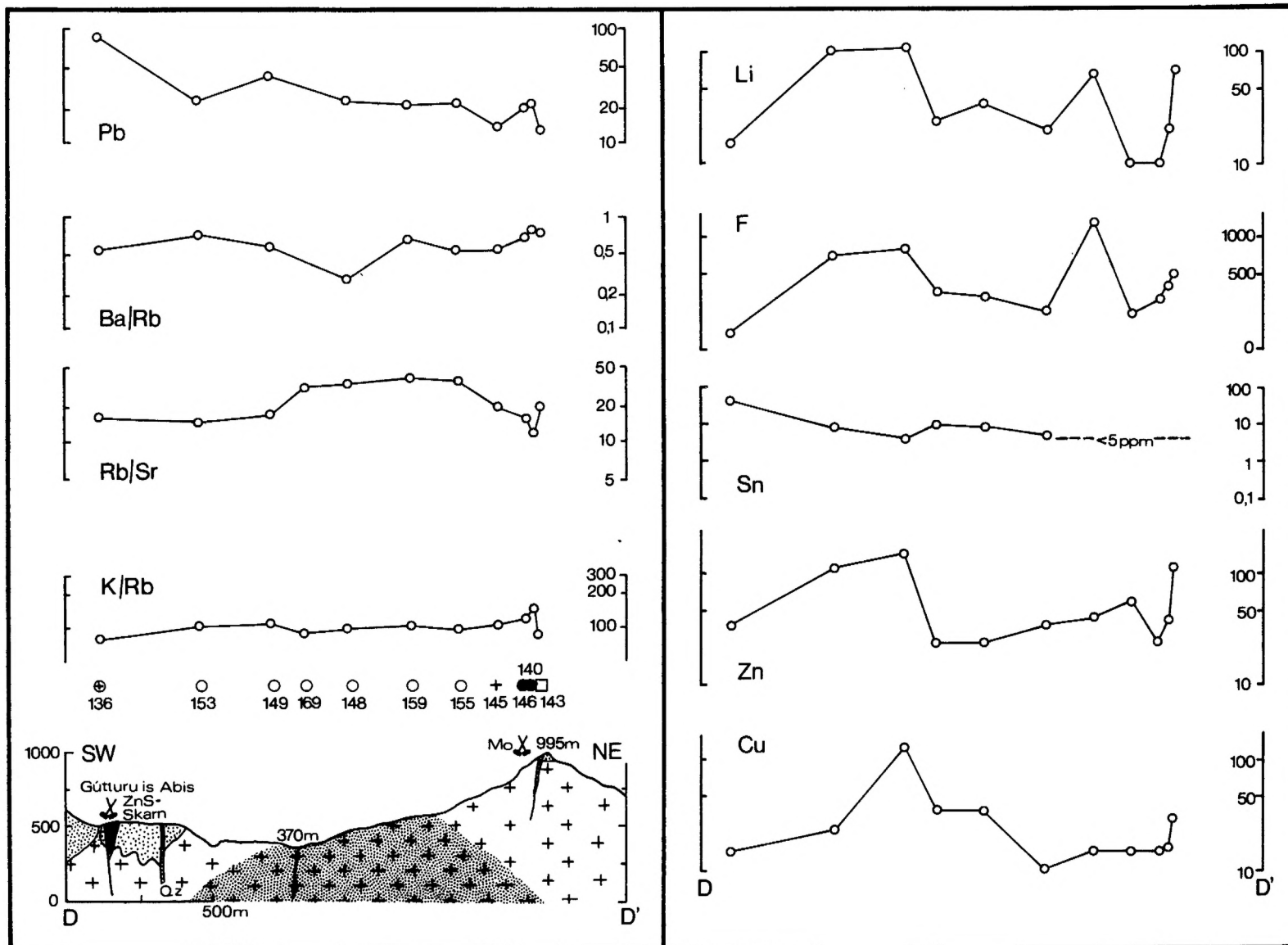


Abb. 26: Geochemisches Profil DD', Monte-Linas-Granit, Symbole vgl. Abb. 22c.

Fig. 26: Geochemical section DD', Monte-Linas-Granite, symbols compare fig. 22c.

Bemerkenswert sind die insgesamt extrem niedrigen Fluor- und Lithium-Werte aller Granitvarietäten. Die Abtragung des eigentlichen, an mobilen Elementen (Li, R, Sn, Rb) angereicherten Dachbereiches ist denkbar, zumal an der Punta Santa Vittoria (Abb. 12), etwa 300 m orographisch höher als das Probenahmeprofil CC', ein Cassiterit-führender Greisenkörper ansteht. So bildet der Arburese-Granit in seinem heutigen Aufschlußniveau vielleicht die Übergangszone zwischen bereits abgetragenem Anreicherungs- und Auslaugungsstockwerk einer metallogenetisch spezialisierten Intrusion. Das Auftreten von mesothermalen Sulfidvererzungen innerhalb des Massives kann dann am ehesten auf "telescoping" zurückgeführt werden.

### 7.2.5 Monte-Linas-Granit

Strukturell stellt der Monte-Linas-Granit die Dachregion einer Intrusion dar, die von Leukogranit und Zweiglimmergranit aufgebaut wird. Im Untersuchungsgebiet zeigt das Massiv Zonarbau: Ein Kern aus porphyrischem Leukogranit wird von einer hypidiomorph körnigen Schale umgeben. Nur in dieser Außenhülle treten N 25° Streichende, saiger stehende Klüftvergreisungen mit Cassiterit, Molybdänglanz, Kupferkies etc. und Aplitgänge auf (Kap. 4.2.5). Kalium-Metasomatose (Muskowitisierung, Alkalifeldspatblastese) und autometamorphe Überprägung des Granites sind weit verbreitet. Der direkte Kontakt zum Schiefer wird lokal von feinkörnigem Granit (Genna Sambucu), von Zweiglimmergranit (Gutturu is Abis) oder pegmatitischen Schlieren markiert.

Die Darstellung der räumlichen Verteilung der Elemente erfolgt zweidimensional als Konzentrationsplan und in Profildarstellung für den Bereich am oberen Torrente Leni zwischen der Pta. Cannisoni und der Pta. Piscina Argiolas (Abb. 13 sowie 25, 26). Bei dieser Art der Auswertung wurden die Datenkollektive in Zonen gleicher Konzentrationen (Isoelementbereiche, EMMERMANN 1968, ACKERMANN 1973) untergliedert. Die Konzentrationsintervalle werden dabei, je nach Verteilungsart eines Elementes, normal oder log-normal eingeteilt (Kap 8.3.1).

Die Verteilung der Elemente folgt zwei geometrischen Bauplänen:

1. Die des Titans und Zirkoniums bilden elliptische Isoelementbereiche mit NW/SE streichenden Achsen. Die Konzentrationen nehmen vom Kern zum Rand des Massives ab.
2. Die Achsen der Verteilungspläne des Sn und Li sowie der K/Rb-Werte stehen dazu nahezu senkrecht und lehnen sich eng an die Geometrie des porphyrischen Leukogranites an. Die Konzentrationswerte des Sn und Li nehmen vom Rand zum Kern hin zu, die K/Rb-Werte erwartungsgemäß ab. Die Rb/Sr-Werte erreichen im Kernbereich maximale Werte.

Diese Primärverteilung wird außerdem von strukturell kontrollierten metasomatisch veränderten Zonen überlagert (Abb. 25). Dies führt zur Erhöhung der Sn-, Zn-, Cu-, F-, Li- und Rb- sowie der Rb/Sr-Werte, dagegen zu einer weiteren Erniedrigung der Ba/Rb- und K/Rb-Werte. Die Dispersion dieser Elemente erreicht in diesen Vergraisungszonen ebenfalls hohe Werte. So wurde hier bei der Intrusion einer granitischen Schmelze die Verteilung der Elemente der Frühkristallisation zunächst von der Geometrie des Intrusionskörpers bestimmt. Es kam zur Bildung des marginalen hypidiomorphen Leukogranites. Diese frühe in-situ-Differentiation wurde in ihrem Verlauf von weiteren Schmelznachschüben gestört. Es bildete sich der porphyrische Leukogranit mit einer eigenständigen Differentiation vor allem der granitophilen Elemente. Bruchbildung der bereits verfestigten Außenhülle begünstigte das Entweichen fluider Phasen aus der höher differenzierten Kernzone der Intrusion. Die Folge war eine stärkere metasomatische Überprägung der Außenhülle. Die Zinn-führenden Klüftgreisen und die Pb-Zn-Sn-Ganglagerstätte am Canale Serci sind herausragendes Ergebnis dieser spätmagmatischen Phase. So hat die emanative Differentiation nicht im obersten magmatischen Stockwerk (Hülle), sondern in der Kernzone stattgefunden. Eine zusätzliche Mobilisation des Zinns aus dem Biotit des Leukogranites (Chloritisierung, Muskowitisierung) der Außenhülle erscheint damit denkbar (Kap. 8.2.3).

### 7.3 Petrogenetische Prozesse

Der Versuch, die petrogenetische Entwicklung der Granitoide S-Sardiniens auf geochemischer Grundlage zu rekonstruieren, muß den komplexen Charakter der magmatischen Gesteinsgenese berücksichtigen. Die Interpretation der Daten kann sich deshalb nicht nur auf die Auswirkungen der Kristallisationsdifferentiation stützen, sondern muß die Stoffverschiebungen der emanativen Differentiation und postmagmatisch-metasomatischen Einflüsse mit berücksichtigen.

Interessant wäre eine abgeschlossene petrogenetische Analyse der "granite serie" des gesamten sardischen Grundgebirges. Bisherige Untersuchungen beschränkten sich jedoch bis jetzt auf eine allgemeine petrologisch-geochemische Bearbeitung der Granitoide, ohne Berücksichtigung spezieller metallogenetischer Fragen. Dabei blieb die Geochemie der Spurenelemente weitgehend unberücksichtigt. So kann zur Zeit nur ein unvollständiges

Bild von der geochemischen Entwicklung dieser "granite serie" gegeben werden. Im folgenden wird der Versuch unternommen, die petrogenetische Entwicklung der Granitoide anhand einiger kritischer Parameter zu rekonstruieren.

### 7.3.1 Makrodifferentiation

Die Darstellung der Makrodifferentiation gelingt sehr gut im Differentiationsdiagramm (Abb. 27) nach KÖHLER-RAAZ (1951). Dabei bedeuten die Eckpunkte:

- +qz: Quarzzahl, d. h. freies Si als  $\text{SiO}_2$  auftretend,
- F: Na-, K- und Ca-Gehalte im Feldspat,
- fm: femische Kationen und Restcalcium der Glimmer, Pyroxene und Amphibole.

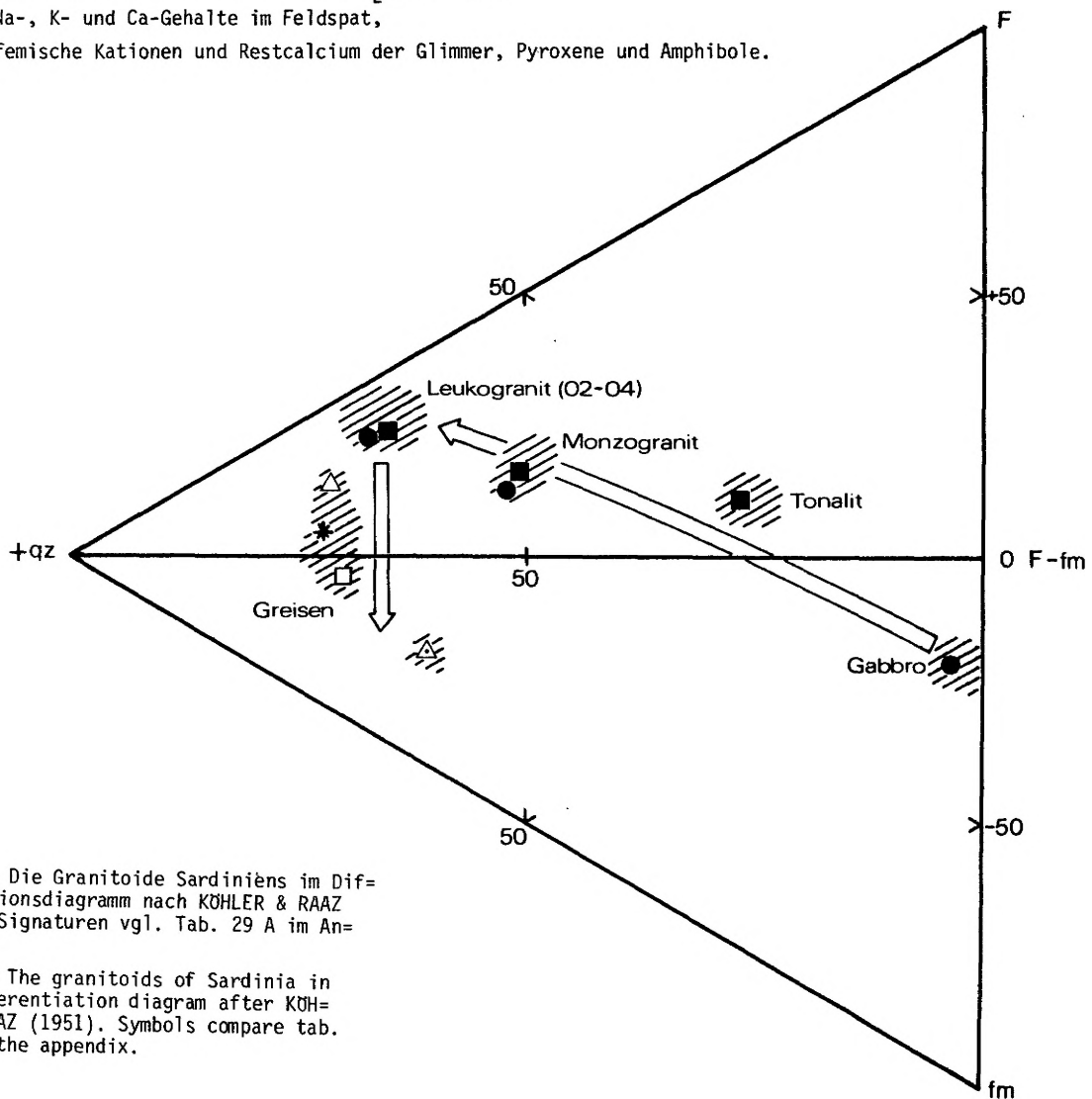


Abb. 27: Die Granitoide Sardiniens im Differentiationsdiagramm nach KÖHLER & RAAZ (1951). Signaturen vgl. Tab. 29 A im Anhang.

Fig. 27: The granitoids of Sardinia in the differentiation diagram after KÖHLER & RAAZ (1951). Symbols compare tab. 29 A of the appendix.

Die darstellenden Punkte der Mittelwerte der Magmatite Sardiniens zeigen einen deutlichen Differentiationstrend für kalkalkalische Magmen. Die Makrodifferentiation der Granitoide Sardiniens läßt sich unter Berücksichtigung der absoluten Altersbestimmungen (Kap. 4.1) als eine zeitliche Differentiationsreihe kalkalkalischer Schmelzen auffassen, an deren Ende leukogranitisch zusammengesetzte Magmatite mit qz-Werten von um 60 - 70 % stehen. Dieser Hauptkristallisation folgte vor allem in S-Sardinien eine postmagmatisch-metasomatische Nachphase. Dadurch entstanden Metasomatite, die im Differentiationsdiagramm im Feld für "altered rocks" mit niedrigem Feldspatgehalt zu finden sind.

Eine bessere Trennschärfe, insbesondere für eine differenziertere Betrachtungsweise der stofflichen Entwicklung der Leukogranite, gelingt mit der Einbeziehung der Spurenelemente.



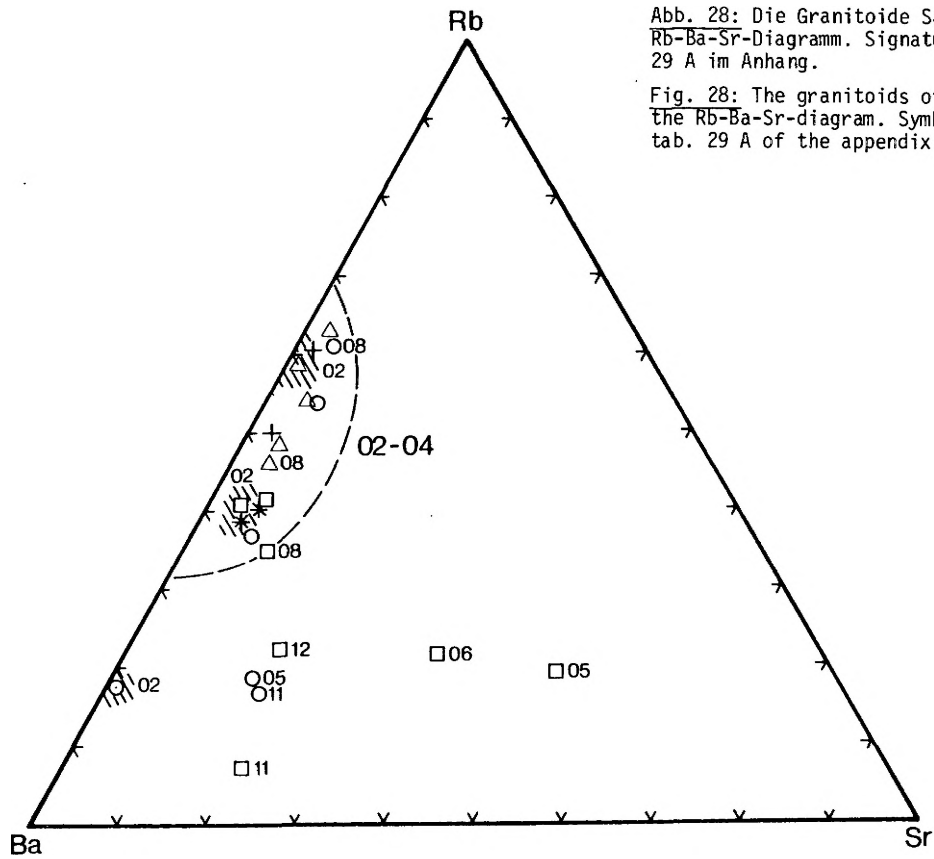


Abb. 28: Die Granitoide Sardiniens im Rb-Ba-Sr-Diagramm. Signaturen vgl. Tab. 29 A im Anhang.

Fig. 28: The granitoids of Sardinia in the Rb-Ba-Sr-diagram. Symbols compare tab. 29 A of the appendix.

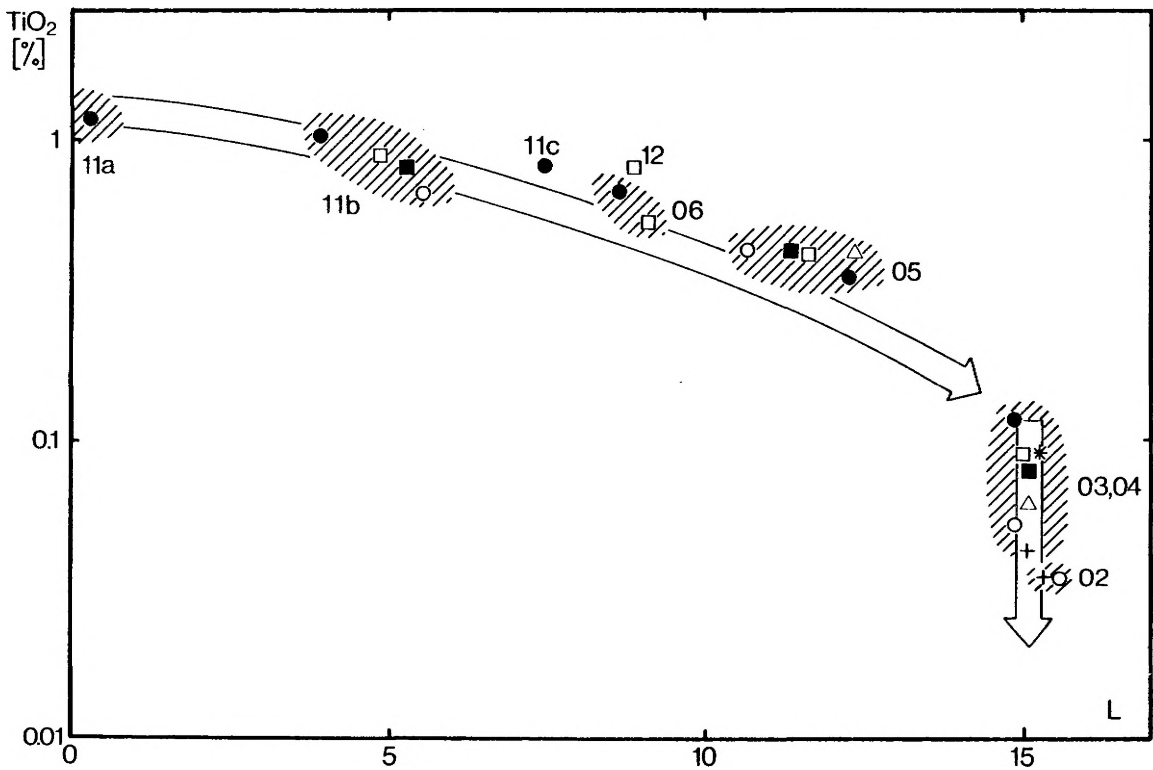


Abb. 29: L-TiO<sub>2</sub>-Variogramm.

### 7.3.2 Rb-Ba-Sr-Differentiationsdiagramm (Abb. 28)

Das geochemische Verhalten des Rubidiums und Bariums wird durch die Kohärenz zum Kalium bestimmt. Strontium dagegen substituiert Calcium und Kalium, so daß seine Geochemie komplizierter ist (EL BOURSEILY & EL SOKKARY 1975 u. a.).

Im Rb-Ba-Sr-Diagramm stellen sich die sauren Endglieder der alkalischen Differentiationsreihe als hoch differenzierte Granite dar. Die untersuchten Massive lassen sich in zwei Gruppen zusammenfassen:

1. In normal bzw. schwach differenzierte Granite der Massive 1, 2 und 4 (Leukogranit),
2. in mittel- bis stark differenzierte Granite der Massive 3 und 5 (Leukogranit, Zweiglimmergranit) bzw. 4 (Zweiglimmergranit).

Der im Massiv 5 auftretende Monzogranit (Probe 143, 156) fällt ebenfalls in das Feld der differenzierten Granite und unterstreicht damit seine petrochemische Sonderstellung (z. B. Abb. 28, 34). Die Restite (G 1), Tonalite (G 1, 4) und Monzogranite (G 1, 4) erscheinen im Feld für anomale Granite. Aufgrund von Geländebeobachtungen besitzen diese Gesteine keine metasomatische Entstehung.

Interessant ist die Lage der darstellenden Punkte der aplitischen Gangfazies. Sie verhalten sich kongruent zum Charakter der Leukogranite, nämlich

- Massiv 1: normal differenziert,
- Massiv 4 und 5: mittel- bis stark differenziert.

### 7.3.3 Differentiation der Elemente der Frühkristallisation

Zur quantitativen Darstellung der geochemischen Differentiationsprozesse werden im folgenden Elementvariogramme benutzt. Dazu läßt sich der Larsen-Index (Kap. 7.1) als Maßstab für die Makrodifferentiation der Granitoiden benutzen. Die Zuhilfenahme geeigneter Parameter läßt eine differenziertere Betrachtung der geochemischen Entwicklung vor allem innerhalb der petrochemischen Großgruppen zu.

#### L.I.-TiO<sub>2</sub>-Variogramm (Abb. 29)

Insgesamt stellt sich das geochemische Verhalten des Titans als kontinuierlich verlaufender Differentiationsprozeß dar. Die Titangehalte fallen in Richtung der Magmatite mit leukogranitischer Zusammensetzung. Die Mittelwerte für Leukogranit von Nord- bzw. Süd-Sardinien unterscheiden sich um den Faktor 1,5. Außerdem nehmen die Mittelwerte für Leukogranit der Massive von 1 und 2 über 5, 4 nach 3 ab. Minimale Werte besitzen die Zweiglimmergranite der Massive 3 und 4 (Tab. 14).

#### TiO<sub>2</sub>-Zr-Variogramm (Abb. 30)

Zwischen diesen beiden Elementen besteht eine deutliche korrelative Beziehung. Diese erklärt sich aus der Kongruenz der Verteilungspläne, welche durch die gleiche Kristallisationsgeschichte bestimmt wird (EIDAM & SEIM 1971). Wegen ihrer außerordentlichen Resistenz gegenüber postmagmatischen Prozessen bilden sie die Stoffverschiebungen der magmatischen Hauptkristallisation ziemlich unverfälscht ab.

So nehmen die Ti- und Zr-Werte erwartungsgemäß in Richtung der Leukogranite ab. Dies entspricht dem Verhalten bei der Differentiation kalkalkalischer Magmen. Die Zweiglimmergranite der Massive 3, 4 und 5 bzw. der Leukogranit von Massiv 3 haben demnach das höchste Niveau der Kristallisationsdifferentiation erreicht.

#### L.I.(R)-M.I.(bio)-Variogramm (Abb. 31)

Als Mineral der magmatischen Frühkristallisation spiegelt die Elementverteilung im Biotit ebenfalls den qualitativen Verlauf der Kristallisationsdifferentiation wieder. Der Differentiationsgrad des Gesamtgesteines (L) läßt sich mit dem Fe-Mg-Verhältnis im Biotit der einzelnen Granitoidphasen korrelieren. Im Laufe der Differentiation werden die Biotite S-Sardiniens Fe-reicher (Tab. 32). Die weite Streuung der Einzelwerte läßt vermuten, daß das Fe-Mg-Verhältnis des Biotites bei seiner endomagmatischen Bildung ganz besonders von den lokalen geochemischen Bedingungen der Schmelze, wie z. B. Fe- und Mg-Angebot, pO<sub>2</sub>-Partialdruck etc., abhängig ist.

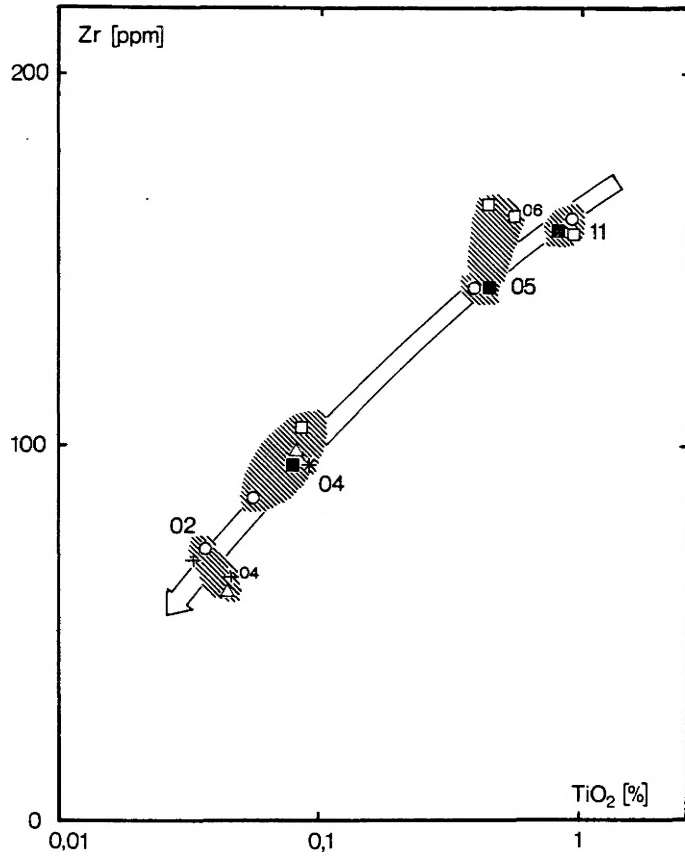


Abb. 30: TiO<sub>2</sub>-Zr-Variogramm.

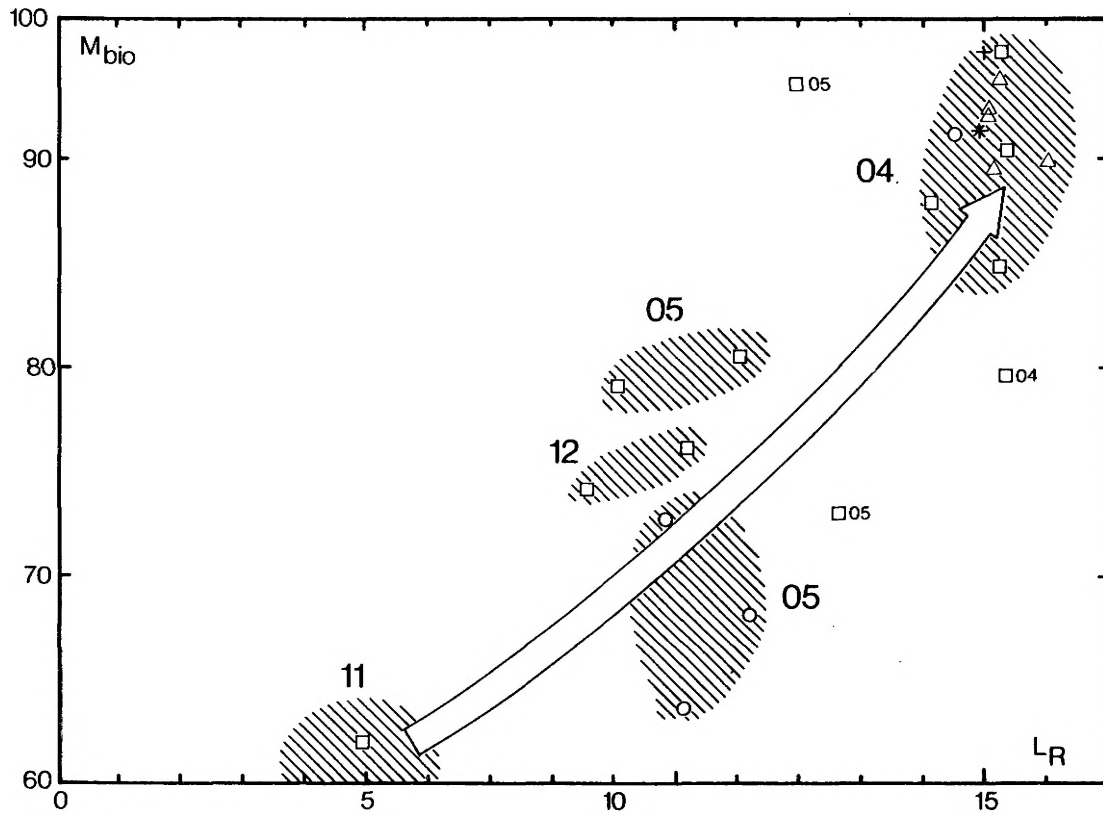


Abb. 31: L<sub>R</sub>-M<sub>bio</sub>-Variogramm.

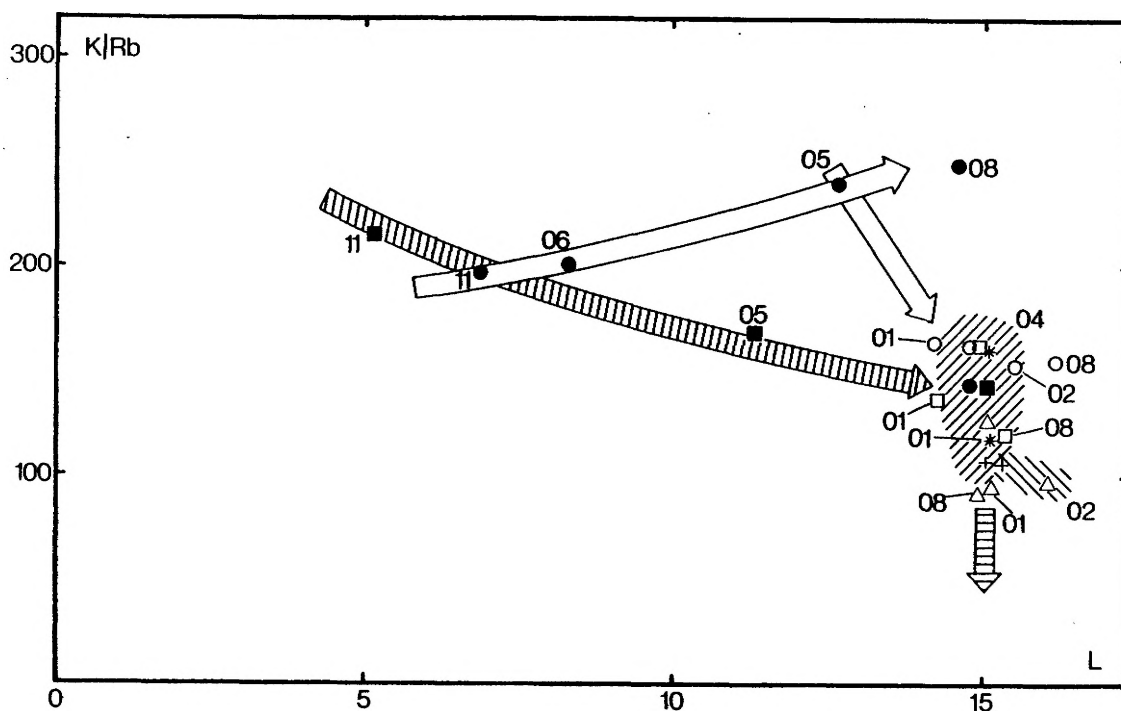


Abb. 32: L-K/Rb-Variogramm.

#### 7.3.4 Differentiation der Elemente der Spätkristallisation

Die Interpretation der Elementverteilungsmuster der Spätkristallisation, insbesondere der mobilen Spurenelemente, ist schwieriger. So kann im speziellen Fall nicht immer zwischen Produkten einer magmatischen (emanativen) Differentiation und einer postmagmatisch-metasomatischen Überprägung unterschieden werden, da die kritischen Parameter durch beide Prozesse in dieselbe Richtung verändert werden. Gerade an dieser Stelle leistet die petrographische Bearbeitung der Magmatite wertvolle Dienste (Kap 4.3).

#### L.I.-K/Rb-Variogramm (Abb. 32)

Die Änderung des K/Rb-Quotienten bei der magmatischen Evolution der Granitoide Sardinien ist kompliziert und nicht unbedingt eindeutig. Für N-Sardinien fällt ein untypisches Ansteigen von 197 (Gabbro) über 201 (Granodiorit) auf 240 (Monzogranit) sofort ins Auge (negative Korrelation). Der Leukogranit dagegen besitzt einen Wert von 143.

Die Verteilung für S-Sardinien folgt einem anderen Trend, nämlich eine Abnahme von 216 (Tonalit) über 169 (Monzogranit) auf 145 (Leukogranit). Die darstellenden Punkte der leukogranitischen Varietäten (02, 03, 04) und der Metasomatite (01) besetzen eine gemeinsame Punktwolke, so daß ohne zusätzliche petrographische Ansprache keine sichere Entscheidung über die stoffverteilungsprägenden Vorgänge möglich wäre.

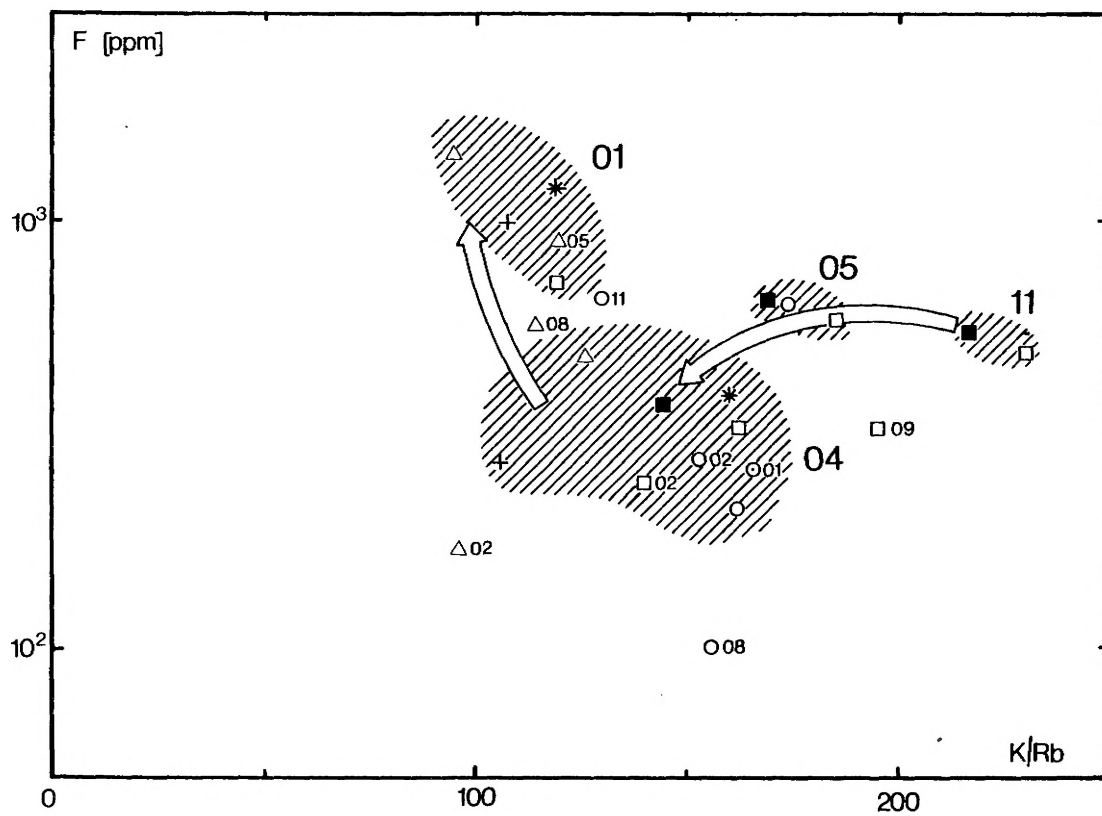


Abb. 33: K/Rb-F-Variogramm.

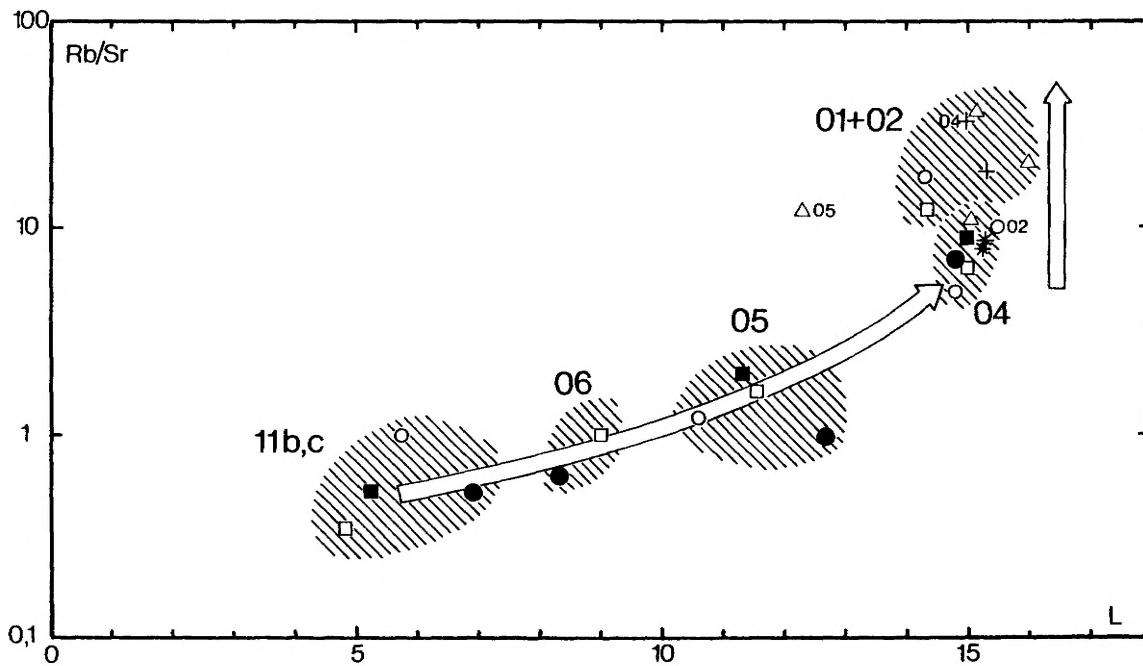


Abb. 34: L-Rb/Sr-Diagramm

Die Varietäten 02, 03 und 04 der Massive 3 und 5 stellen sich als Magmatite mit dem höchsten Differentiationsgrad dar (niedrigste Werte). Der Granitaplit erreicht im Massiv 5 ebenfalls höchsten Differentiationsgrad (114).

#### K/Rb-F-Variogramm (Abb. 33)

Auch dieses Variogramm ist durch eine weite Streuung der darstellenden Punkte charakterisiert. Das Fluor ist entweder kristallchemisch im Biotit oder Muskowit gebunden oder tritt als Fluorit mineralbildend auf. Erhöhte Fluorgehalte sind in hochdifferenzierten Leukograniten nur bei Anwesenheit von Fluorit zu erwarten. So ist bei der in-situ-Differentiation granitischer Schmelzen mit geringem Fluorgehalt eine Abnahme der Fluorkonzentration in den sauren Enddifferentiaten zu erwarten.

Entsprechend ihrem hohen Gehalt an mafitischen Bestandteilen nimmt der Fluorgehalt bei der Differentiation der Granitoide S-Sardiniens in Richtung Leukogranit während der Kristallisationsdifferentiation tendenziell ab. Eine Fluoranreicherung hat dagegen durch emanative Differentiation nur im Massiv 3 (Zweiglimmergranit) und durch metasomatische Prozesse der Vergreisung (Massive 1, 2, 5) stattgefunden.

#### L.I.-Rb/Sr-Variogramm (Abb. 34)

Dieses Variogramm bestätigt den bisher festgestellten Differentiationstrend. Das Rb/Sr-Verhältnis nimmt von den basischen Varietäten in Richtung Leukogranit zu. Letztere stellen wieder eine ziemlich inhomogene Gruppe dar mit:

- Rb/Sr <10: Produkte der magmatischen Hauptkristallisation
- >10: Produkte einer emanativen Differentiation (Zweiglimmergranit von Massiv 3, 4 und 5, Leukogranit von Massiv 3) bzw. metasomatischer Prozesse (Greisen von Massiv 1, 4, 5).

#### L.I.-Ba/Rb-Variogramm (Abb. 35)

Die kontinuierlich verlaufende magmatische Hauptkristallisation wird auch in dieser Darstellung von einer internen Differenzierung der leukogranitischen Varietäten überlagert. Die niedrigsten Werte treten im Zweiglimmergranit des Massives 5 und im Leukogranit des Massives 3 sowie im Gangaplit von Massiv 4 auf. Diese niedrigen Werte belegen emanative Differentiation und metasomatische Überprägung.

### 7.4 Geochemie der Metasomatite

Im Anschluß an die magmatische Hauptkristallisation erfolgte die pneumatolithisch-hydrothermale Umwandlung der Massive. Mit unterschiedlicher Intensität verursachte sie eine Veränderung der primären Elementverteilung. Sie läßt sich durch folgende Stoffverschiebungen zusammenfassend kennzeichnen (Tab. 16):

1. Anreicherung der Elemente Fe, Sn, Mo, Zn, Cu und Pb durch Bildung eigener Minerale (Sulfide, Erze),
2. Anreicherung des F, Li und Rb durch Bildung von Hellglimmer und Fluorit,
3. Wegfuhr des Al, Ca, Na, Sr, Ba und auch K durch Zersetzung der Feldspäte.

Demzufolge erniedrigen sich bei den Prozessen der Vergreisung die K/Rb- und Ba/Rb-Verhältnisse; die Rb/Sr-, Ba/Sr- und K/Na-Werte dagegen steigen.

Mineralogisch treten in S-Sardinien Quarz-Muskowit-Greisen mit relativ geringen Gehalten an Fluorit auf. Typisch ist außerdem, wie die geringen Borgehalte von 20 bis 50 ppm zeigen, die fast völlige Abwesenheit der Minerale Topaz und Turmalin. Kalium zeigt immer eine starke Anreicherung relativ zum Natrium (Abb. 36). So lassen sich die Greisenbildungen Sardiniens im Schema nach TISCHENDORF (1968) den Stadien der Muskowitisierung (K-Rb-Ausfällung, Ca-Na-Mobilisation) und Silifizierung zuordnen. Begleitend kam es auch zur Ausscheidung von Cassiterit, Molybdänglanz und der Sulfide der Metalle Fe, Pb, Zn und Cu. Wie die Cu+Zn-Mo-Sn-Dreiecksdarstellung zeigt (Abb. 37), überwiegt der Anteil der Metalle Zn+Cu. Molybdänglanz tritt im Gegensatz zum Cassiterit meistens monomineralisch oder in Paragenese mit Wolframit auf (Tab. 1).

Zwischen dem Zinn- und Fluorgehalt der Greisenbildungen besteht kein korrelativer Zusammenhang (Abb. 38). Die Fluoritarmut ist also ein wichtiges Charakteristikum der Greisen und Sn-W-Mo-Lagerstätten Sardiniens.

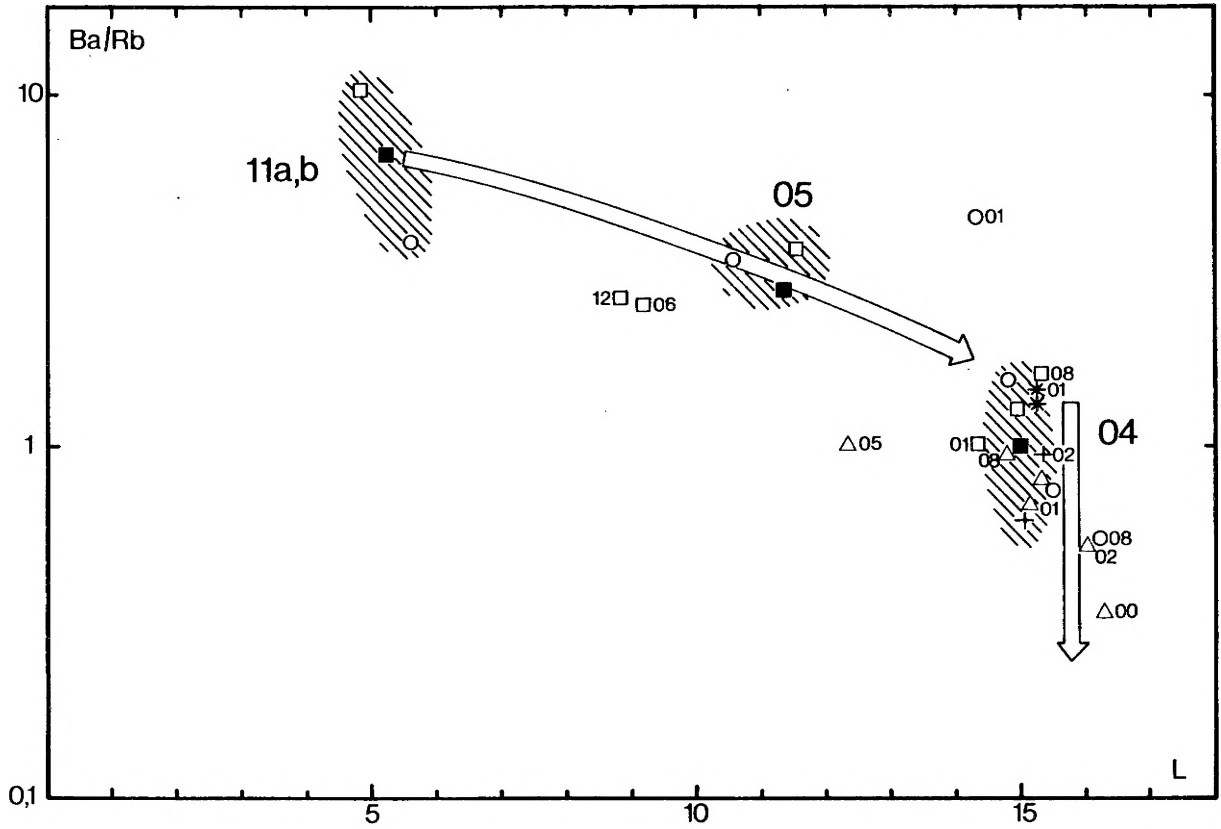


Abb. 35: L-Ba/Rb-Variogramm.

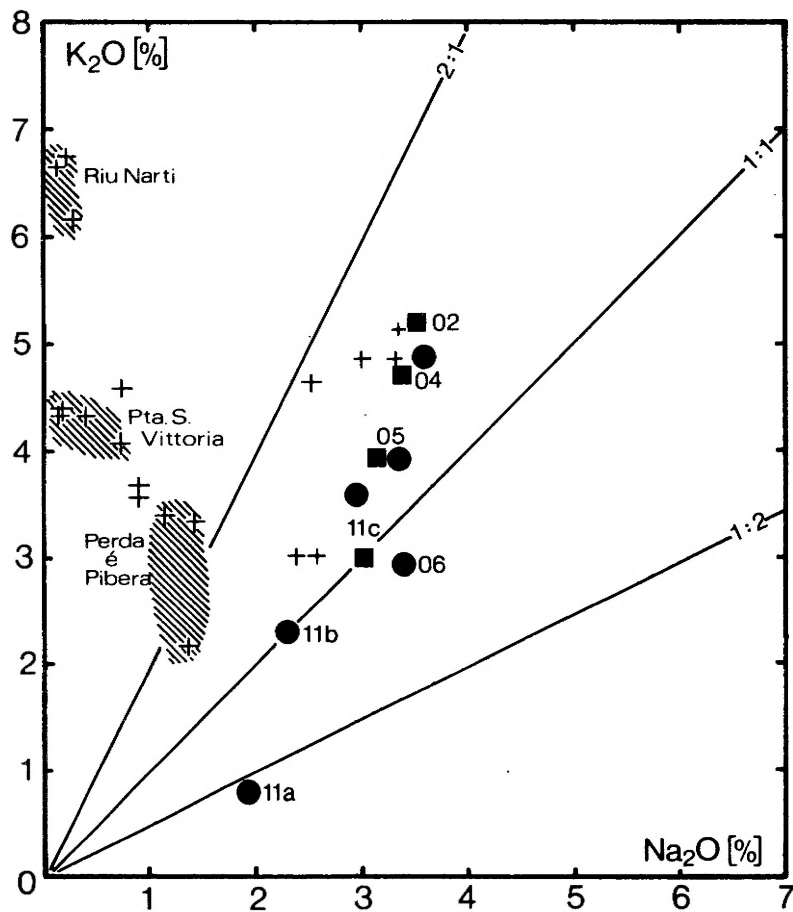


Abb. 36: K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Korrelation.  
●: N-Sardinien, ■: S-Sardinien, +: Greisen.

Fig. 36: K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-correlation  
●: N-Sardinia, ■: S-Sardinia, +: greisen.

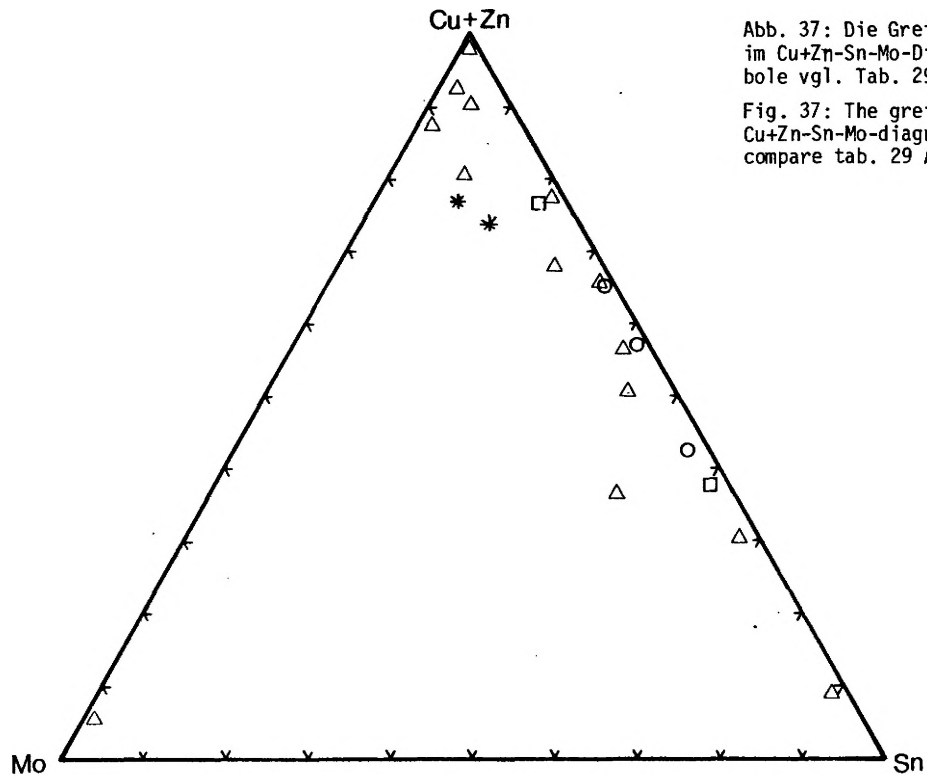


Abb. 37: Die Greisengesteine im Cu+Zn-Sn-Mo-Diagramm, Symbole vgl. Tab. 29 A.

Fig. 37: The greisens in the Cu+Zn-Sn-Mo-diagram, symbols compare tab. 29 A.

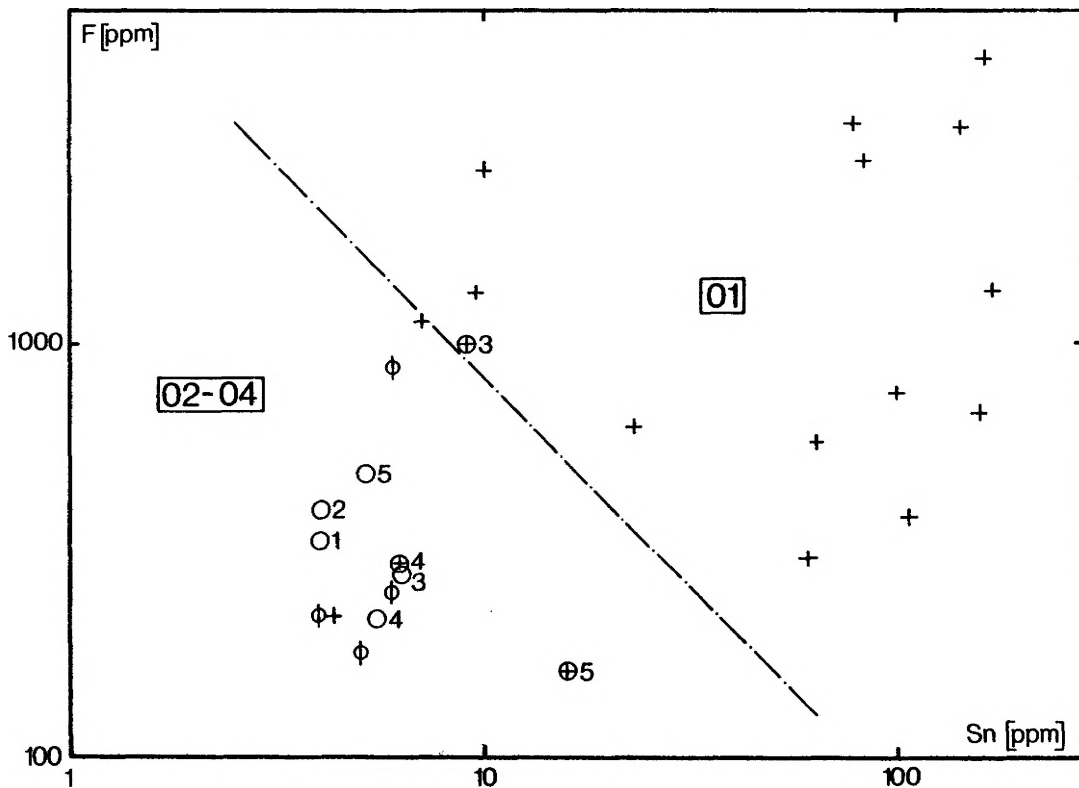


Abb. 38: F-Sn-Diagramm der Varietäten 02, 03, 04 (Mittelwerte) und die Greisenbildungen (01, Einzelwerte)  
Fig. 38: F-Sn-diagram of the varieties 02, 03, 04 (mean values) and the greisens (single values.)



## 7.5 Zusammenfassung der magmatischen Entwicklung der "granite serie" Sardinien

Die herzynischen Granitoide sind aufgrund ihrer geochemischen Entwicklung als raum-zeitliche Differentiationsreihen kalkalkalischer Magmen aufzufassen. Die  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{96}$ -Isotopenzusammensetzung deutet auf eine krustale Herkunft der Schmelzen hin (DI SIMPLICIO et al. 1975). Entsprechend ihrem geochemischen Verhalten nehmen die Konzentrationswerte der Elemente der Erstkristallisation (Ti und Zr, aber auch Mg, Fe, P, Ca, Ba und Sr) zu den sauren Differentiaten hin ab. Unterschiede zwischen den Leukograniten der untersuchten Massive S-Sardinien lassen sich auf folgende Ursachen zurückführen:

1. Auf ein unterschiedliches Intrusionsniveau innerhalb der Erdkruste,
2. auf ein unterschiedliches Erosionsniveau der Massive,
3. auf die Intrusion und isolierte Differentiation von Teilschmelzen.

Die Verteilung der Elemente Ti und Zr belegen für die Zweiglimmergranite des Quirra-, Arburese- und Monte-Linas-Massives sowie für den Leukogranit des Quirra-Massives höchstes Differentiationsniveau. Unter Zuhilfenahme der Elemente Rb, Ba und Sr lassen sich alle untersuchten Granite als hochdifferenzierte Magmatite kalkalkalischer Ausgangsschmelzen bezeichnen. Dabei erscheinen das Quirra- und Monte-Linas-Massiv als mittelstark differenziert, die Massive des Sarrabus, San Vito und des Arburese dagegen als normale bis schwach differenzierte Granite.

Die Verteilung der Elemente der Spätkristallisation ist sehr komplex, da postmagmatisch-metasomatische Einflüsse eine größere Streuung der Elementkonzentrationen verursachen. Hier zeichnet sich in den Variogrammen (K/Rb, Ba/Rb, Rb/Sr, F etc.) für den Quirra-Granit mit Abstand höchstes Differentiationsniveau ab. Die Verteilung dieser Elemente wird im einzelnen durch folgende Mechanismen kontrolliert:

1. Durch in-situ-Differentiation bei der Entwicklung aller Massive, aber hauptsächlich des Sarrabus-, San-Vito- und Arburese-Granites,
2. durch emanative Differentiation bei der Entwicklung des Quirra- und Monte-Linas-Granites, aber vielleicht auch des Arburese-Granites,
3. durch metasomatische Überprägung der magmatischen Primärverteilung in allen, aber mit besonderer Intensität im Quirra-, Arburese- und Monte-Linas-Granit.

Damit stellt sich die Vergreisung als ein Prozeß im Anschluß an die Hauptkristallisation dar, der durch die Bildung residualer Fluidphasen verursacht wurde.

## 8. SPEZIELLE UNTERSUCHUNGEN ZUR ZINNHÖFFIGKEIT S-SARDINIENS

### 8.1 Geochemische Grundlagen

Zinn-höffige Granitkomplexe lassen sich nur unzureichend geologisch-tektonisch und petrologisch abgrenzen. Erst der geochemische Stoffbestand ermöglicht die exakte genetische Typisierung und verlässliche Beurteilung der potentiellen Lagerstättenhöffigkeit.

Grundgedanke bei der Anwendung von Höffigkeitsindikatoren ist, daß metallogenetisch spezialisierte Granite geochemische Besonderheiten aufweisen (Kap. 2.2). Da die Granitvarietäten eines Intrusionskomplexes Produkte bestimmter Entwicklungsstadien eines Magmas darstellen, wird sich die metallogenetische Spezialisierung im Chemismus dieser Magmatite abbilden. Als Ergebnis solcher Überlegungen finden sich in den Arbeiten von TISCHEN-DORF (1968, 1970, 1973), HESP (1971), HESP & RIGBY (1972, 1974) und bei TAUSON & KOZLOV (1973) erste Ansätze einer systematischen Suche nach brauchbaren geochemischen Kriterien.

Das Verhalten der Elemente und Gruppen während der Differentiation einer Schmelze wird im Besonderen durch deren atomare Eigenschaften bestimmt: z. B. Ionenradius und Ladung (GOLDSCHMIDT 1937), Ionisationspotential (AHRENS 1952), Elektronegativität (RINGWOOD), Relative Bindungsenergie (NOCKOLDS 1966, DAMON 1968) etc. Diese Regeln lassen qualitative Aussagen über das Verhalten der Elemente während der Kristallisation einer Schmelze zu. Da aber zahlreiche Ausnahmen und vom speziellen geochemischen Milieu abhängige Verhaltensmöglichkeiten

existieren, kann im konkreten Fall keine quantitative Ableitung der Elementverteilung erfolgen.

Die Verteilungskoeffizienten bestimmter Spurenelemente zwischen magmatischer Schmelze und ausgeschiedenem Mineral (experimentell) bzw. zwischen zwei Mineralen lassen u. U. Rückschlüsse auf das Fraktionierungsverhalten der Elemente zu. Die Werte besitzen aber in den meisten Fällen nur modellhaften Charakter, da Verteilungskoeffizienten von zahlreichen Parametern abhängig sind (z. B. Temperatur, Elementkonzentration in der Schmelze, Kristallisationsgeschwindigkeit, Oxidationszustand etc.). Diese Werte, und vor allem die Verwirklichung von Gleichgewichtsbedingungen, sind für geologische Systeme meistens nur grob oder nicht bekannt.

## 8.2 Geochemische Verteilung des Zinns

Die Anwendung geochemischer Indikatoren bei der Suche eines Rohstoffes sollte in jedem Falle mit der raumzeitlichen Verteilung des gesuchten Wertelementes beginnen. Der Nachweis von Anomalien gibt sehr oft Hinweise auf ökonomisch interessante Anreicherungen.

### 8.2.1 Alluviale Zinngehalte

Bisher liegen, wenn man von den Untersuchungen von HEETVELD & PRETTI (1975) absieht, keine Daten über die alluviale Verteilung des Zinns in S-Sardinien vor. Die Probenahmepunkte und Konzentrationswerte finden sich in Abb. 8 bis 13 bzw. in der Tab. 33 des Anhangs.

Die Zinngehalte der Sedimentfraktion mit 0,1 bis 0,2 mm Korndurchmesser zeigen für SE-Sardinien (G 1 - 3, 15 Proben) und SW-Sardinien (G 4 - 5, 35 Proben), auch wenn die Probenanzahl für eine abgesicherte statistische Auswertung nicht ausreicht, ein unterschiedliches Bild (Abb. 39). Danach sind nur die Massive SW-Sardiniens als Zinn-höflich zu bezeichnen.

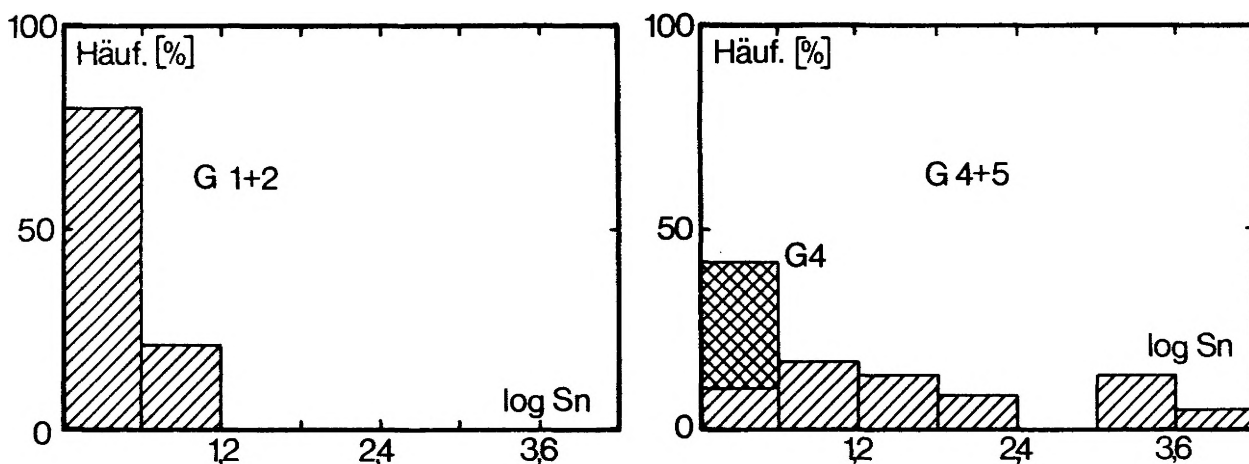


Abb. 39: Zinngehalte alluvialer Proben aus den Entwässerungsgebieten der Massive G 1 - 5.

Fig. 39: Tin concentrations of alluvial samples of the drainage systems of the massifs G 1 - 5.

Die Verteilung innerhalb der Massive 4 und 5 ist bimodal, wobei die maximalen Werte (>1000 ppm) durch Haldenkontamination der Miniera Canale Serci erklärt werden können. Anomale Werte (bis 200 ppm) treten aber auch oberhalb der Grube am Oberlauf des Torrente Leni auf. Sie sind vielleicht auf Zinnvorkommen innerhalb bisher unbekannter Vergreisenungen zurückzuführen. Im Einzugsgebiet der den Arburese-Granit entwässernden Flüsse treten keine anomalen Werte auf (>5 ppm).

Von den in S-Sardinien beprobten Flußläufen besitzt also nur der Torrente Leni erhöhte Zinngehalte. Die Aussicht, beim heutigen Erosionsniveau über Tage unentdeckte Zinnvererzungen anzutreffen, muß deshalb als gering bezeichnet werden.

### 8.2.2 Zinngehalte der Granitoide

Nachteilig bei der statistischen Auswertung der Zinngehalte der Magmatite wirken sich sehr häufig unterhalb der Nachweisgrenze von <5 ppm liegende Analysewerte aus. Für die Zinnverteilung im Festgestein wurde das log-normale Verteilungsgesetz als beste Annäherung für die Bestimmung des Mittelwertes und der Streuung ver-

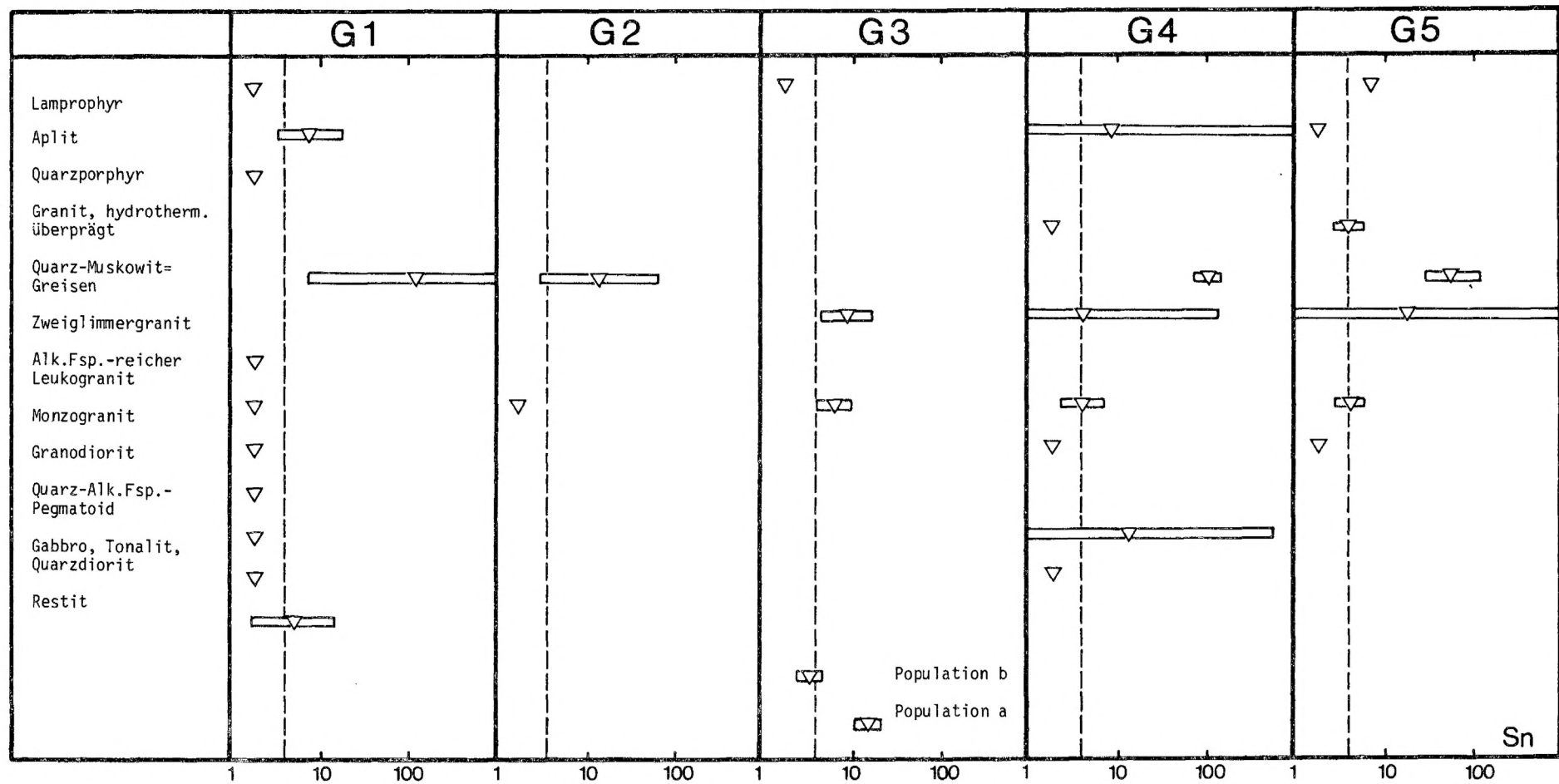


Abb. 40: Zinn-Gehalte der Magmatite der Granitmassive G 1 - 5 S-Sardiniens. △: geometrisches Mittel, □: Streuung bei einer Vertrauensgrenze von P: 95 %, - - - : Nachweisgrenze.

Fig. 40.: Tin concentrations of the magmatites of the massifs G 1 - 5 of S-Sardinia. △: geometric mean, □: deviation with a confidence level of P: 95 %, - - - : detectionlimit.

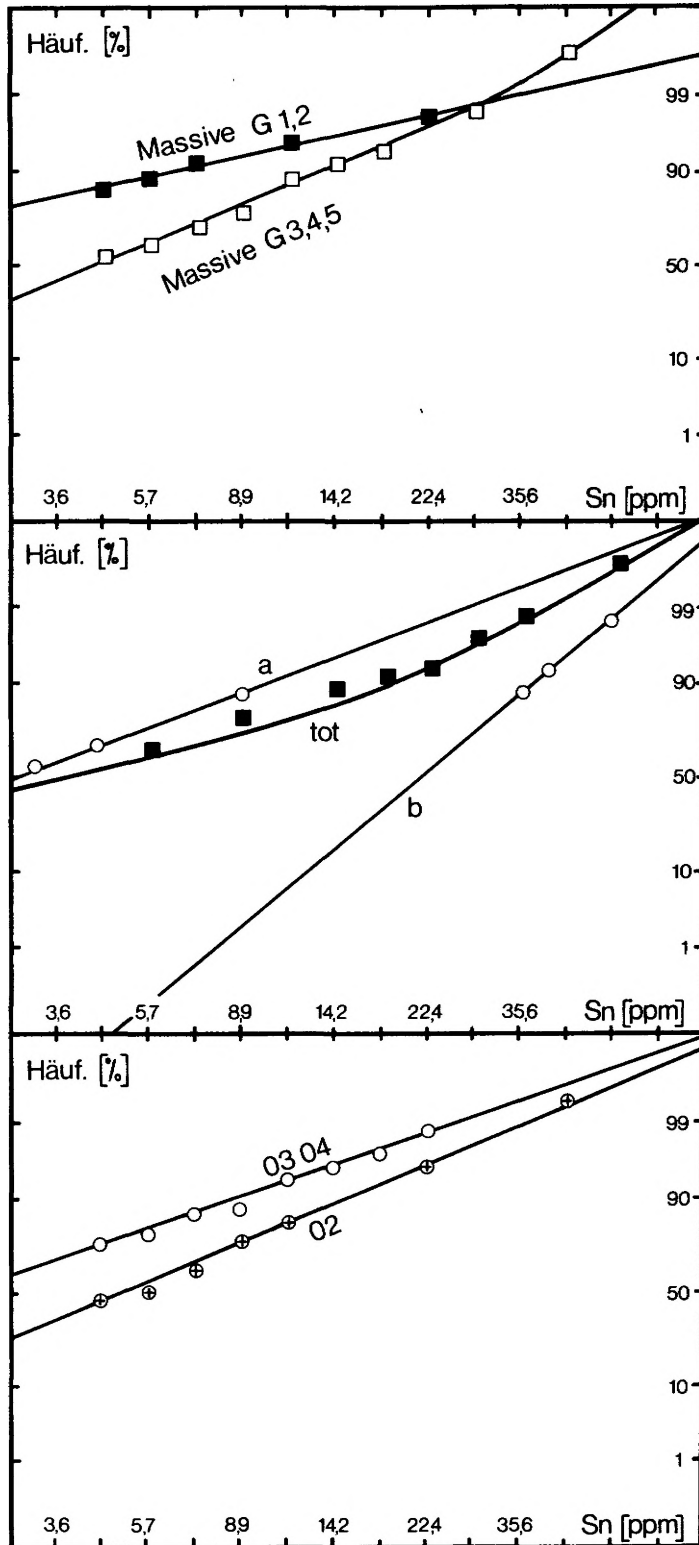


Abb. 41: Summenkurven für Zinn in Leukogranit (02, 03, 04): getrennt nach Massiven (a), Gesamtverteilung und zerlegte Einzelpopulationen (b), getrennt nach Varietäten (c). Probenzahl 97.

Fig. 41: Cumulative frequency for tin of leucogranites 02, 03 and 04.: separated in massifs (a), total distribution and separated populations (b), separated in various rock types (c). Number of samples 97.

wendet (KUZMIN 1968, HESP 1971, TAUSON & KOZLOV 1973 u. a.).

Eine Übersicht über die Zinngehalte der verschiedenen Magmatite gibt Abb. 40. Dazu unterstreicht zusätzlich die Häufigkeit anomaler Werte die besondere Stellung der Massive 3, 4 und 5 als potentiell Zinn-führend (Kap. 8.3.1). Bemerkenswert sind dazu noch die hohen Zinngehalte der Aplite der Massive 1 und 4.

Die log-normale Summenhäufigkeitskurve über alle leukogranitischen Proben S-Sardiniens (02, 03, 04) besitzt eine bimodale Kurvencharakteristik (Abb. 41 b). Die graphische Aufspaltung (SINCLAIR 1974) liefert die Teilpopulationen b mit dem Mittelwert 2,2 ppm ("background population") und a mit 18 ppm ("anomalous population"). Als Ursache werden zwei unterschiedliche Differentiationsmechanismen angenommen, nämlich:

1. Für Population b in-situ-Differentiation ohne besonderen Anteil einer fluiden Phase mit überwiegender kristallchemischer Dispersion des Zinns,
2. für Population a emanative Anreicherung (Kap. 9.1).

Dieses Verteilungsmuster gilt ebenfalls für alle mobilen Spurenelemente.

Die Zusammenfassung der Konzentrationswerte der Massive 1 und 2 bzw. 3, 4 und 5 (Abb 41 a) ergibt, daß eine Bimodalität (emanative Prozesse) nur im Quirra-, Arburese- und Monte-Linas-Granit festzustellen ist. Diese emanative Elementanreicherung erfaßte nicht nur die Bildung des Zweiglimmergranites, sondern mit Abschwächung auch die des Leukogranites (03, 04, Abb. 41 c). Die hohen Dispersionswerte der Massive 3 bis 5 sind weiterer Hinweis für eine stärkere Beteiligung emanativer Prozesse (Tab. 14).

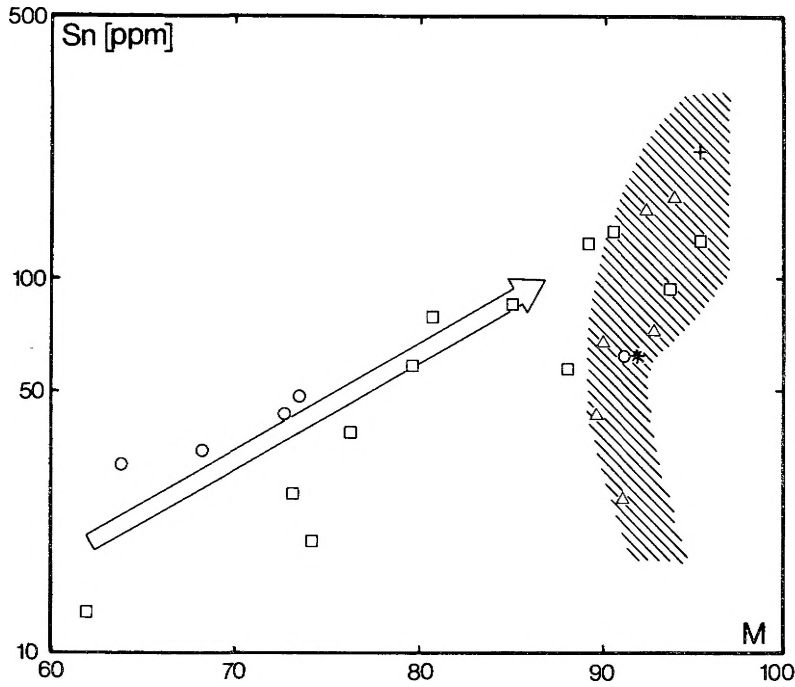


Abb. 42: Korrelation der Zinn-Gehalte im Biotit mit ihrem Mafitischen Index. Schraffiert: Anomale Ba/Rb-Werte (<0,8) im dazugehörigen Gesamtgestein. Signaturen vgl. Tab. 29 A im Anhang.

Fig. 42: Correlation of the tin values in the biotites with their mafic index. Hatched: anomalous Ba/Rb-values (<0,8) in the corresponding rock. Symbols compare tab. 29 A in the appendix.

Element bzw. -verhältnis	Granitvarietät 00	Granitvarietät 01
L	=	=
M	=	=
SiO <sub>2</sub>	=	=
TiO <sub>2</sub>	+	+
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	=	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	+
MnO	-	+
MgO	-	+
CaO	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-
K <sub>2</sub> O	+	+
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-
Li	+	+
F	-	+
Rb	+	+
Sr	-	-
Ba	-	-
Zr	=	=
Sn	=	+
Mo	+	+
Pb	-	+
Zn	+	+
Cu	+	+

Element bzw. -verhältnis	Granitvarietät 00	Granitvarietät 01
Rb/Sr	+	+
Ba/Rb	-	-
K/Rb	=	-
Ba/Sr	-	+
Mg/Li	=	=
F/Li	-	+
(Lix10 <sup>3</sup> )/K	-	=
K/Na	+	+

Tab. 16: Verhalten der Elemente während der Vergreisung (01 Graisen) und tektonisch-hydrothermalen Prozesse (00 tektonisch und hydrothermal veränderter Granit). Multiplikatoren (+) auf unveränderten Leukogranit (04) bezogen.

Tab. 16: Behaviour of elements during the formation of greisen (01) and tectonic-hydrothermal processes (00 tectonical and hydrothermal altered leucogranite). Multiplier (+) related on unaltered leucogranite (04).

>2,0 <sup>+</sup>	—	starke Abnahme intense decrease	} Wegfuhr impoverishment
1,1 - 2,0	-	Abnahme decrease.	
0,9 - 1,1	=	keine Änderung equality	
0,6 - 0,9	+	Zunahme increase	} Anreicherung enrichment
<0,6	+	starke Zunahme intense increase	

Allen Greisengesteinen sind erheblich erhöhte Zinngehalte gemeinsam. Die Massive 4 und 5 erreichen maximale Konzentrationswerte.

Erhöhte Zinngehalte der Lamprophyre, wie sie z. B. KAEMMEL 1964, KRAMER 1976 u. a. aus dem Erzgebirge erwähnen, treten in S-Sardinien nicht auf (Abb. 40).

### 8.2.3 Zinngehalte der Biotite

Das Verhalten des Zinns während der Differentiation und sein Anreicherungsgrad in Magmatiten werden von verschiedenen Faktoren beeinflusst. Zunächst ist das absolute Zinnangebot in der Schmelze von Bedeutung, da bei einer erhöhten Ausgangskonzentration auch eine stärkere Verteilung zwischen den gesteinsbildenden Phasen zu erwarten ist.

Zinn tritt im Magma als  $\text{Sn}^{2+}$ - und vor allem als  $\text{Sn}^{4+}$ -Ion auf. Letzteres geht mit anderen Elementen in der Schmelze gerne Komplexe ein (RINGWOOD 1955; a, b). Diese bestehen aus flüchtigen Zinnhalogeniden ( $\text{SnCl}_2$ ,  $\text{SnF}_2$ ) oder bei niederen Temperaturen ( $< 800^\circ\text{C}$ ) aus Natriumstannat ( $\text{Na}_2\text{SnO}_3$ , HESP & RIGBY 1972).

Bei der magmatischen Differentiation reichert sich das Zinn in der residualen Schmelze an. Während sich dabei orthomagmatischer Cassiterit nur gelegentlich bildet, nimmt vor allem der Biotit das Zinn als  $\text{Sn}^{4+}$ -Ion an Stelle von  $\text{Ti}^{4+}$  oder  $\text{Fe}^{3+}$  und  $\text{Li}^+$  in seinem Gitter auf. Das zusätzliche Auftreten von Amphibol und Sphen im magmatischen Frühstadium kann aber das Zinn abfangen und eine Anreicherung in den später kristallisierten Biotiten verhindern (PETROVA & LEGEYDO 1965).

Deshalb wird der Zinngehalt im Biotit neben der Konzentration anderer mobiler Elemente (z. B. F, Li, Rb) von zahlreichen Autoren als metallogenetisches Kriterium zur Abgrenzung Zinn-höflicher Granite benutzt (BARSUKOV 1957, RATTIGAN nach MacDONALD 1965, TISCHENDORF et al. 1969 u. a.). LJACHOWITSCH (1977) dagegen verneint neuerdings diese Anwendbarkeit und erklärt die ermittelten erhöhten Gehalte nicht durch diadochen Einbau, sondern mit mechanischen Beimengungen von orthomagmatischem Cassiterit.

Ungeachtet dessen wurden 32 Biotitkonzentrate aus den Graniten gewonnen und auf die Gehalte Sn und Rb analysiert (Kap. 5.3.4). Bei der Auswertung wurde angenommen, daß diese Werte die magmatische Primärverteilung abbilden (Tab. 17; 32 im Anhang).

In den Massiven S-Sardiniens ist generell eine Anreicherung des Zinns von den basischen zu den sauren Derivaten zu beobachten (Abb. 42, 43). Einen Einfluß übt dabei die räumliche Position der Proben innerhalb des Massives aus. So besitzen die Biotite der Zentralzone des Sarrabus-Granites wesentlich höhere Zinngehalte als der Randbereich (Tab. 18). Die Leukogranite des Quirra- und Monte-Linas-Granites besitzen die höchsten Rb- und Sn-Werte. Sie lassen sich auf die beschriebene emanative Differentiation zurückführen (Kap. 7.3). Die Verteilung der Konzentrationswerte im Sarrabus-Granit dagegen untermauert die Vorstellung einer fortschreitenden in-situ-Differentiation vom Rand zum Kern (Kap. 7.2.1). Die niedrigen Zinngehalte des San-Vito-Granites unterstreichen zusätzlich den bereits festgestellten geringen metallogenetischen Spezialisierungsgrad.

Massiv G	Petrographie	Probenanzahl	M	Rb (ppm)	Sn (ppm)
1	03,04	9	79,5 - 87,6 - 95,1	57 - 396 - 905	52 - 120 - 324
	05	4	73,0 - 65,8 - 89,1	90 - 240 - 355	27 - 77 - 124
	11	1	62,0	237	13
	12	2	74,1 - 75,1 - 76,1	156 - 530 - 904	20 - 20 - 39
2	04	3	91,3	403 - 716 - 942	54 - 65 - 70
3	02	1	95,0	1039	218
4	04	1	91,1	169	62
	05	3	63,7 - 68,2 - 91,1	395 - 544 - 705	32 - 37 - 44
5	03,04	7	89,5 - 60,9 - 92,2	475 - 961 - 1620	27 - 92 - 125
	05	1	-	760	125

Tab. 17: Spannbreite und arithmetrische Mittelwerte für M (Mafitischer Index), Rb- und Sn-Konzentrationen in Biotitkonzentraten der Granitoide S-Sardiniens.

Tab. 17: Range and arithmetic mean values of M (mafic index), Rb- and Sn-concentrations in biotites of the granitoids of S-Sardinia.

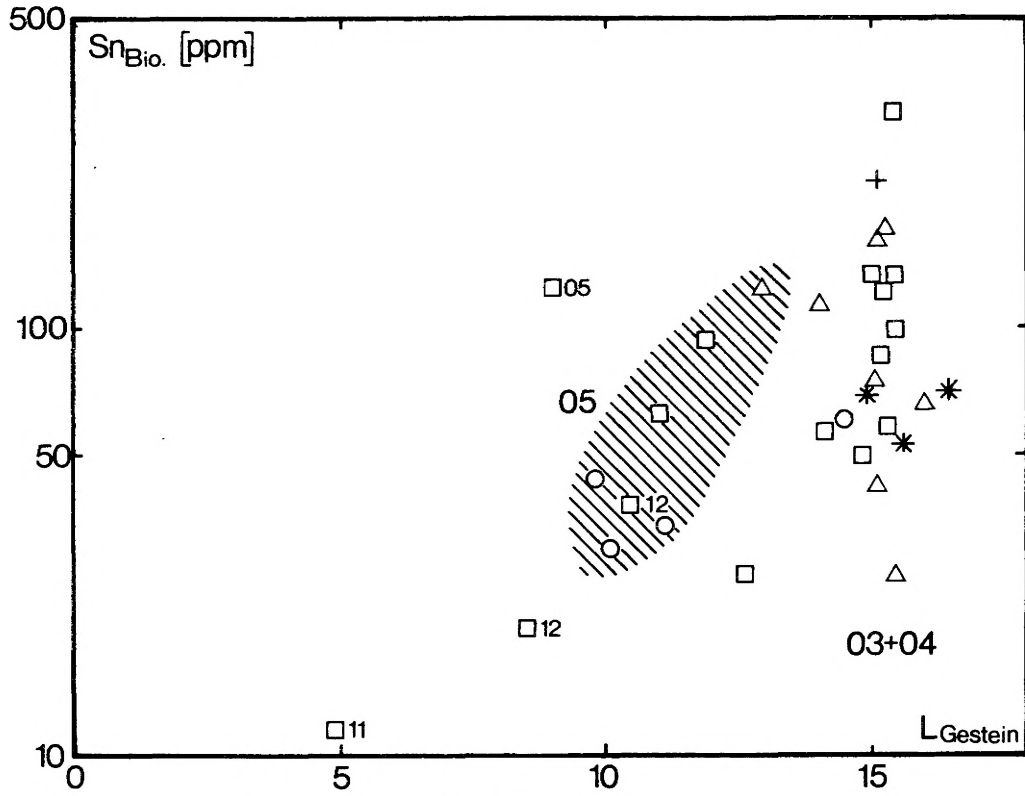


Abb. 43: L (Gestein)-Sn(Biotit)-Variogramm.

Massiv	Element	Probenanzahl	Apikalteil bzw. Randbereich (a) (ppm)	Wurzelzone bzw. Zentralbereich (b) (ppm)	a : b
1	Sn	5 (a)	58 - 78 - 135	100 - 172 - 324	0,45
	Rb	4 (b)	57 - 379 - 675	79 - 905	0,91
2	Sn	3 (a)	54 - 65 - 70		
	Rb		403 - 716 - 942		
3	Sn	1 (a)	218		
	Rb		1039		
4	Sn	1 (b)		62	
	Rb			169	
5	Sn	7 (a)	27 - 125 - 125		
	Rb		475 - 961 - 1620		
Blue Tier Bath. <sup>1)</sup>	Sn		225 - 500 - 680	145 - 185 - 250	2,72
Verkhneurmiysky <sup>2)</sup>	Sn	43 (a)	200	80	2,5
		40 (b)			

Tab. 18: Sn- und Rb-Gehalte der Biotite aus Leukograniten S-Sardiniens in Abhängigkeit der Raumlage innerhalb der Massive. Vergleichsdaten aus GROVES (1979; 1) und BOLOTNIKOV & KRAVCHENKO (1970; 2).

Tab. 18: Sn- and Rb-contents of the biotites of leucogranites from S-Sardinia related to their spatial position in the massifs. Reference data according to GROVES (1979; 1) and BOLOTNIKOV & KRAVCHENKO (1970; 2).

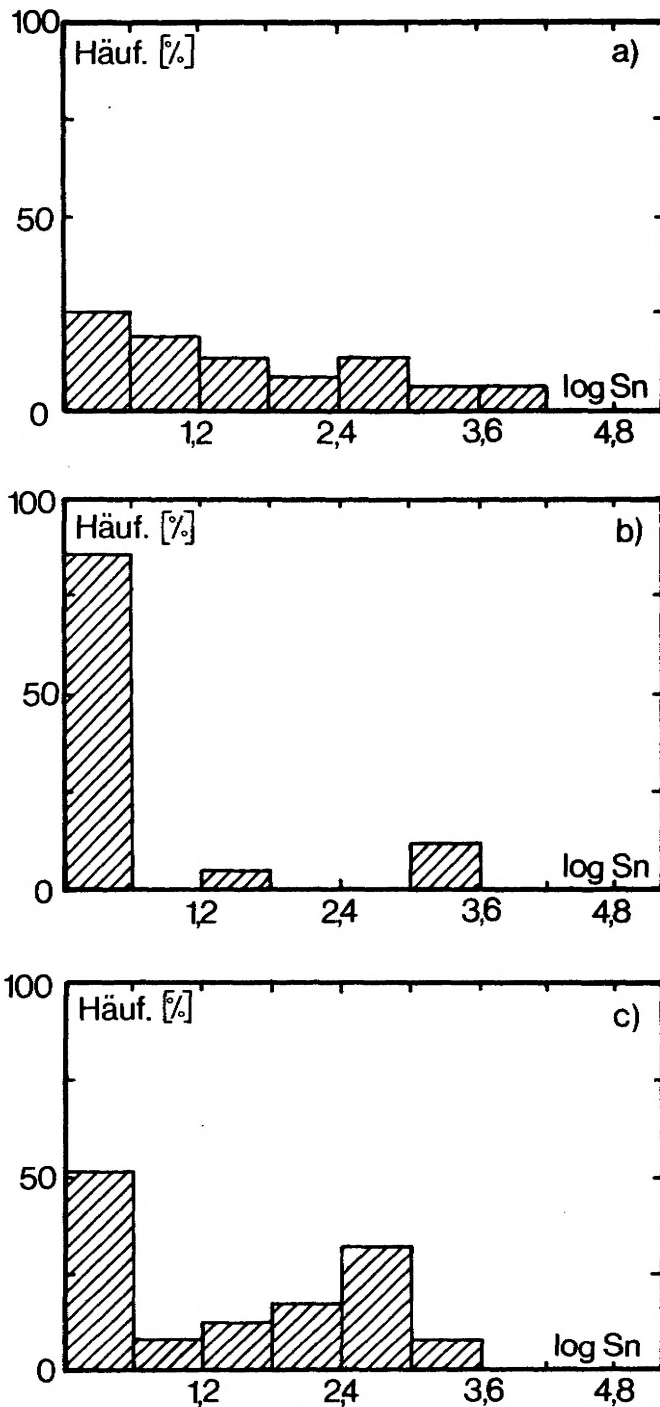


Abb. 44: Zinn-Gehalte der altpaläozoischen Rahmengesteine: Miniera di Canale Serci (a, vgl. FELDHAUS 1979, in Vorb.), S von Muravera (b) und im Bereich des San-Vito-Granites (Kann 1980, in Vorb.).

Fig. 44: Tin concentration within the country rock of Lower Palaeozoic age: Miniera di Canale Serci (a), S of Muravera (b) and in the area of the San-Vito-Granite.

Insgesamt streuen die Konzentrationswerte für die Biotite der Leukogranite sehr stark. Im Sarraus-Granit ist dies sicherlich auf die Aufschlußsituation (tiefes Erosionsniveau) zurückzuführen. Im Monte-Linas-Granit kann das Auftreten geringer Gehalte bei zugleich anomal niedrigen Ba/Rb-Werten im Gesamtgestein eventuell auf Mobilisationseffekte durch automorphe Prozesse zurückgeführt werden (Abb. 42).

#### 8.2.4 Zinngehalte der altpaläozoischen Rahmengesteine

Zur Darstellung der Zinnverteilung innerhalb der paläozoischen Schieferhülle wurden 137 Proben der verschiedenen paläozoischen Gesteinstypen auf Zinn analysiert (Tab. 33 im Anhang). Die dazugehörigen Probenlisten mit genauer Beschreibung des Probenfundpunktes, der Petrographie sowie weitere geochemische Daten finden sich bei BISTE (1975), FELDHAUS (1979 in Vorb.) und bei KANN (1980 in Vorb.).

Die Zinnverteilung der paläozoischen Rahmengesteine der Granite ist durch zwei Gruppen gekennzeichnet (Abb. 44):

1. Werte  $< 5$  ppm: geochemischer Background der sedimentären Primärverteilung,
2. Werte  $> 5$  ppm: magmatisch bedingte hochthermale Sekundärverteilung, d. h. Anreicherung innerhalb der kontaktmetamorphen Aureole bei der Bildung von Kalksilikatfels und Skarn (KANN 1980 in Vorb.), bzw. hochthermale Bildung von Gangvererzungen auch im weiteren Umfeld der Intrusionen (Tab. 1).

Mit der Pb-Zn-Sn-Lagerstätte "Miniera Canale Serci" besitzt der Monte-Linas-Granit die geometrisch größte Zinnanomalie S-Sardiniens.



Dort paust sich die hypothermale Gangvererzung noch weit ins Nebengestein als hydrothermaler Halo durch (FELDHAUS 1979 in Vorb.).

### 8.3 Anwendung geochemischer Indikatoren

Zur Charakterisierung metallogenetisch spezialisierter Granite ist die Geochemie der Hauptelemente nicht ausreichend. Mit ihrer Hilfe gelingt nur eine allgemeine petrochemische Beschreibung des Gesteinschemismus. So wurden z. B. der Differentiationsindex nach Thornton und Tuttle (FLINTER et al. 1972), der Farbindex (FLINTER et al. 1972) und die Indizes nach Köhler und Raaz (HESP & RIGBY 1974) vergeblich zum Nachweis einer Zinn-Spezialisierung von Graniten herangezogen. Schon HOSKING (1967) wies darauf hin, daß die Variationsbreite der Hauptelemente alle Granittypen erfaßt und Zinn-Granite nicht eindeutig abgrenzt. Erst die Hinzunahme der Spurenelementgeochemie läßt Zinn-höfliche Granite besser abgrenzen.

Die Auswahl geeigneter Parameter muß sich am geochemischen Charakter der Elementgruppen orientieren, um alle stofflichen Aspekte einer Magmenintrusion mit ihrer Spurenelementfraktionierung zu erfassen (Tab. 19). Allgemein sind für metallogenetisch spezialisierte Granite erhöhte Gehalte der granitophilen und metallogenetischen bzw. ein Defizit der granitophoben und intermediären Elemente in bezug zum Granit-Clarke zu erwarten (TAUSON & KOZLOV 1973). Entsprechend liegen die K/Rb- und Ba/Rb-Werte deutlich niedrig, die Quotienten F/Li, Rb/Sr, (Li x 1000)/K, Li/Zn und K/Na dagegen erhöht. Dies gilt aber nicht uneingeschränkt. So besitzen zwar alle Zinn-spezialisierten Granite erhöhte Fluor-Werte. Das Element Bor dagegen, das als leichtflüchtige Komponente ebenfalls immer in erhöhter Konzentration zu erwarten wäre, kann unter speziellen Umständen keine Anreicherung erfahren.

Geochemische Gruppe	Elemente bzw. - verhältnisse	Geochemisches Verhalten während magmat. Prozesse	Indikation
granitophil	F B	E	leichtflüchtige Bestandteile mobile Elemente
	Rb Li Be	E	
intermediär	Zr Ti	K	Akzessorien der Frühkristallisation
granitophob	Ba Sr	K	immobile Elemente
metallogenetisch	Zn Cu Pb	K und E	metallische Wertelemente
	Sn Mo W		
	K/Rb Ba/Rb Mg/Li	fällt	magmatische Differentiation
	F/Li Rb/Sr (Li x 10 <sup>3</sup> )/K	steigt	

Tab. 19: Verhalten verschiedener Elementgruppen während der magmatischen Differentiation. K: kristallchemische Dispersion überwiegt, E: Tendenz zur emanativen Anreicherung.

Tab. 19: The behaviour of some critical trace elements during the differentiation of magmas. K: kristallchemical dispersion, E: tendency to emanative concentration.

Das Borion (B<sup>3+</sup>) bildet in silikatischen Schmelzen BO<sub>3</sub><sup>3-</sup>- und BO<sub>4</sub><sup>5-</sup>-Komplexe, von denen der BO<sub>4</sub><sup>5-</sup>-Komplex bevorzugt Gitterplätze in silikatischen Wirtsmineralien einnimmt. Das spezielle Verhalten von B<sup>3+</sup> im Magma wird demnach durch das Gleichgewicht zwischen den beiden Komplexen geregelt (RINGWOOD 1955). Tritt das Bor hauptsächlich als BO<sub>4</sub><sup>5-</sup>-Strukturtyp auf, überwiegt die kristallchemische Dispersion, und es kommt während der magmatischen Spätphase nur untergeordnet zur Bildung eigener Bormineralen. Außerdem scheint der primäre B-Gehalt der paläogenisierten Ausgangsgesteine (Edukt) einen erheblichen Einfluß auf den Anreicherungsgrad des B in den magmatischen Spätdifferentiaten auszuüben.

Bei der Anwendung geochemischer Parameter geht es vom Standpunkt der prospektiven Geochemie um die Feststellung und die räumliche Abgrenzung anomaler Konzentrationswerte der Erz- und Spurenelemente, die innerhalb einer Region paragenetisch signifikant sind. Dazu lassen sich folgende methodische Wege beschreiben:

1. Der Vergleich von Mittelwert und Streuung einer Gesteinseinheit mit dem Clarke-Wert ähnlich zusammengesetzter Gesteinstypen,
2. der Vergleich mit Daten von Zinn-führenden und -tauben Graniten,
3. die statistische Bearbeitung des Datenmaterials eines Prospektionsgebietes und Bestimmung der statistisch definierten Größen Background, Threshold und Anomalie.

Die beiden ersten Lösungswege erbringen sowohl den qualitativen Nachweis und die absolute Intensität einer metallogenetischen Spezialisierung im Vergleich zu einem globalen Durchschnitt. Der dritte Lösungsweg liefert über die Häufigkeit anomaler Werte relative Aussagen über die Höflichkeit eines Gebietes. Für die Granite S-Sardiniens werden in den folgenden Kapiteln alle drei Lösungen besprochen.

### 8.3.1 Häufigkeit anomaler Werte

Für die Ermittlung anomaler Werte definierten HAWKES & WEBB (1962) erstmals die Konzentrationsbereiche Background, Threshold und Anomalie. Ihre Ermittlung setzt eine genügend große Anzahl geochemischer Daten und weitgehende Homogenität der zu untersuchenden Gesteinseinheit voraus. Die Granitoide S-Sardiniens wurden bereits in den Kap. 4.3 und 7.1 in petographisch einheitliche Gruppen unterteilt (Tab. 29, B, im Anhang). Im Rahmen der Fragestellung besitzen die Leukogranite (Varietäten 02, 03, 04) zentrale Bedeutung, denn sie stellen die jüngsten Derivate des herzynischen Magmatismus in Sardinien dar; d. h. es sind Produkte der magmatischen Hauptkristallisation ohne bedeutende Veränderungen ihres primären Stoffbestandes.

Zur graphischen Auswertung nach LEPELTIER (1969) bzw. SINCLAIR (1974) werden die Leukogranite der Massive G 1 bis 5 zu einer Grundgesamtheit zusammengefaßt. Das Bild der Summenkurve liefert den Nachweis des Verteilungstypes (normal oder log-normal), die Bestimmung des Polymodalitätsgrades und ermöglicht die Zerlegung in die Kurvenzüge der Einzelpopulationen (b: Background-Population, a: Anomale Population, Tab. 20). Diese erlauben letztlich eine Bestimmung von Mittelwert und Streuung und eine Abgrenzung anomaler Werte ersten und zweiten Grades (SINCLAIR 1974). Darauf erfolgt die Feststellung der relativen Häufigkeit anomaler Werte innerhalb der einzelnen Massive bzw. innerhalb der Varietäten 02 (Zweiglimmer-Granit) und 03, 04 (Alk-Fsp-reicher Leukogranit, Leukogranit). Ihre Rangfolge bzw. die Analyse der Häufigkeiten mit einer Zweiwegklassifizierung (SACHS 1979) erleichtert die Feststellung signifikanter Unterschiede zwischen den untersuchten Graniten und die Korrelation mit ihrer Zinnlagerstättenführung.

Nullhypothese $H_0$	Eigenschaften j
$\bar{x}_a = \bar{x}_b$ $s_a = s_b$	Rb Li Sr K/Na
$\bar{x}_a = \bar{x}_b$ $s_a = s_b$	Ba Zr Ti F Zn Cu Pb Sn K/Rb F/Li Rb/Sr Ba/Rb Ba/Sr Mg/Li ( $Li \cdot 10^3$ )/K
$\bar{x}_a = \bar{x}_b$ $s_a = s_b$	Li/Zn

Tab. 20: Mittelwert- (Student-t-Test) und Varianzvergleich (Snedecor-F-Test) der Teipopulationen a und b der Leukogranite (Varietäten 02, 03, 04) von S-Sardinien. Alle Eigenschaften j lognormalverteilt; Rb normalverteilt.

Tab. 20: Test of mean values (Student-t-test) and variances (Snedecor-F-test) of the populations a and b of the leucogranites 02, 03 and 04 of S-Sardinia. All elements lognormal distributed; only Rb normal distributed.

Die Häufigkeit anomaler Werte von  $j = 17$  Eigenschaften bilden die Grundlage zur Unterscheidung der Granitmassive G 1 - 5. Dazu werden die relativen Häufigkeiten jeweils einer Eigenschaft mit den Rängen von 1 bis 5 versehen. Für die Eigenschaft Zinn z. B. erhält das Massiv 5 den Rang 1. So entsteht für die Massive in der Reihenfolge 1 - 5 die Rangfolge 45132 (Tab. 35 im Anhang). Mittels der Rangsummen T der einzelnen Massive über alle oder nur einen Teil der Eigenschaften j können die Massive in eine Rangfolge gebracht werden. Ferner können die Massive durch Differenzbildung zweier Rangsummen unter Benutzung der Signifikanztafel nach McDONALD & THOMPSON (1967) in signifikant differierende Gruppen zusammengefaßt werden. Als Bezugswert wurde dazu die Rangsumme des Quirra-Granites ( $T_3$ : niedrigster Wert) verwendet.

Demnach lassen sich die Granitmassive S-Sardiniens in zwei signifikant unterschiedliche Gruppen aufspalten (Tab. 21):

- Gruppe A: Quirra-, Arburese- und Monte-Linas-Granit,
- Gruppe B: Sarrabus- und San-Vito-Granit,

Massiv G	T	T/j	$T_g - T_3$	c	$H_0: T_g = T_3$	j
1	38	3,8	21	23	ja	10 (1-10)
2	43	4,3	26		ja	
3	17	1,7	0		ja	
4	27	2,7	10		ja	
5	25	2,5	8		ja	
1	29	4,1	21	19	ja	7 (11-17)
2	32	4,6	24		ja	
3	8	1,1	0		ja	
4	18	2,6	10		ja	
5	17	2,4	9		ja	
1	67	3,9	42	30	ja	17 (1-17)
2	75	4,4	50		ja	
3	25	1,5	0		ja	
4	45	2,6	20		ja	
5	42	2,5	17		ja	

Tab. 21: Zweiwegklassifizierung der Granite G 1-5 S-Sardiniens basierend auf j Eigenschaften (Häufigkeit anomaler Werte Tab. 35 im Anhang). c: kritischer Wert nach McDONALD & THOMPSON (1967) bei P: 99 %.

Tab. 21: Classification of the granite massifs G 1-5 of S-Sardinia using the abundance of anomalous values of tab. 35 of the appendix. c: critical value after McDONALD & THOMPSON (1967), confidence level P: 99 %.

wobei die Granite der Gruppe A mittel- bis stark differenzierte Plutongranite mit entsprechender Lagerstättenführung darstellen (Kap. 7.3.2). Darüber hinaus lassen sich diese Granite durch ihre Rangsumme in folgende Rangfolge bringen:

1. Quirra-Granit (3)
2. Monte-Linas-Granit (5)
3. Arburese-Granit (4)
4. Sarrabus-Granit (1)
5. San-Vito-Granit (2)



Zunahme der  
geochemischen  
Spezialisierung

Folglich besitzt der Quirra-Granit höchstes Differentiationsniveau mit ehemals besten Voraussetzungen für eine endogene Anreicherung der Elemente Sn, Mo und W (vgl. Kap. 7.5).

Die Betrachtung der folgenden Zusammenstellung zeigt, daß die ausgewählten Eigenschaften j z. T. abweichende Ergebnisse ergeben:

Rangfolge der Granite G 1-5	Eigenschaften j	Bemerkungen
45 132	Rb Cu Sn	Indikatoren 1. Grades
45 123	K/Rb Mg/Li	
45 321	Li	
45 231	Rb/Sr Ba/Sr	
54 123	Ba	
54 132	Ba/Rb	
35 124	Zr	Indikatoren 2. Grades
35 214	(Li $\times 10^3$ )/K	
53 124	Sr	
43 152	Zn	
31 542	F/Li	
	F	
	Pb	

Tab. 22: Rangfolge der Eigenschaften j der Granitmassive S-Sardiniens.

Tab. 22: Order of rank of the properties j of the granites of S-Sardinia.

Die Indikatoren 2. Grades verschlechtern die Trennschärfe der Gruppen. Deshalb sollten sie bei der Interpretation der Daten unberücksichtigt bleiben.

Der Anteil anomaler Werte an den Leukogranitischen Varietäten ermittelt den Zweiglimmer-Granit außerdem als Granitphase mit höchstem geochemischen Spezialisierungsgrad.

8.3.2 Mittelwertvergleich

Je nach Verteilungsart finden sich in Tab. 23 für die Eigenschaften j die Mittelwerte für die Leukogranite der untersuchten Granitmassive. Diese Datenmatrix wurde ebenfalls nach den Vorschriften des Kap. 8.3.1 mit einer Zweiwegklassifizierung analysiert. Es lassen sich auch hier die Granitmassive S-Sardiniens in zwei signifikant unterschiedliche Gruppen aufspalten:

Gruppe	Massiv	Varietät
A	3	02
	3	03, 04
	4	02
	5	02
	5	03, 04
B	4	03, 04
	2	03, 04
	1	03, 04

Zunahme der  
geochemischen  
Spezialisierung

Die Granite der Gruppe A repräsentieren auch hier wieder mittel- bis stark differenzierte Plutongranite. Die Verteilung der Rangsummen läßt den Quirra-Granit mit Abstand als Intrusion mit dem höchsten Differenzierungsgrad erscheinen. Die Zweiglimmer-Granite der Massive 3, 4 und 5 stellen sich als Granitphasen mit höchstem Spezialisierungsgrad dar.

Massiv G Petrographie	F	Rb	Li	Sr	Ba	Zr	Zn	Cu	Pb	Sn	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Ba}{Rb}$	$\frac{F}{Li}$	$\frac{Rb}{Sr}$	$\frac{Li \times 10^3}{K}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Mg}{Li}$	$\frac{Zr}{Sn}$
1.04	333	258	15	39	330	105	33	36	26	4	162	1,28	22,2	6,61	0,358	8,46	96,5	26,2
2.04	395	258	17	33	341	95	25	22	21	4	160	1,32	23,1	7,81	0,680	10,30	32,6	24,0
3.02	990	379	58	20	361	71	84	68	52	9	107	0,95	17,1	18,20	1,430	18,00	9,1	7,9
04	270	356	38	11	223	65	56	17	33	6	106	0,63	7,1	33,60	1,000	21,00	9,0	10,0
4.02	276	288	62	28	219	73	155	110	40	6	153	0,76	4,4	10,30	1,410	7,82	12,4	12,0
04	213	253	39	51	390	87	47	30	28	5	162	1,54	5,5	5,50	0,951	7,65	62,1	16,0
5.02	170	493	21	23	267	61	31	23	72	17	96	0,54	8,0	21,40	0,442	11,60	109,0	3,6
04	479	312	38	27	243	99	45	29	28	5	127	0,78	12,6	11,50	0,962	9,00	17,4	19,0
b	407	280	21	49	513	86	37	17	31	2,2	154	2,34	-	7,40	0,363	9,01	33,1	39,0
a	1639	340	95	21	239	60	93	239	78	17	100	0,89	-	29,50	1,254	17,6	5,2	3,6

Tab. 23: Mittelwerte (anti-log. der geometrischen Mittelwerte) einiger Spurenelemente und Elementverhältnisse (Eigenschaften j 1-17) der Granitmassive G 1-5 S-Sardiniens. Zweiglimmergranit (02), Leukogranit (04), normaler (b) und anomaler (a) Leukogranit.

Tab. 23: Mean values (anti-log. of the geometric means) of some trace elements and element ratios (properties j 1-17) of the granite massifs G 1-5 of S-Sardinia. Two-mica-granite (02), leucogranite (04), normal (b) and anomalous (a) leucogranite.

### 8.3.3 Elementstreuung (Dispersion)

Nach KUZMIN (1968) und TAUSON & KOZLOV (1973) besitzen Granite mit einer Sn-Mo-W-Lagerstättengefugschaft neben anomal hohen Mittelwerten auch erhöhte Dispersionswerte der mobilen granitophilen bzw. metallogeneti= schen Elemente (Tab. 24). Die Analyse der Granitmassive G 1 - 5 S-Sardiniens stellt bei Anwendung dieses Kri= teriums die Massive 3, 4 und 5 im Einklang mit den Ergebnissen der Kap. 8.3.1 und 8.3.2 als Granite mit dem höheren Spezialisierungsgrad für die Elemente Rb, Li und Sn heraus.

Das Verhalten der metallogenetischen Elemente Zn, Cu und Pb dagegen ist nicht eindeutig. Sie ermitteln den Arburese-Granit als am höchsten spezialisierten Granit. Wie bereits dargelegt (Kap. 7.2), sind hohe Disper= sionswerte zum einen durch emanative Anreicherung (Zweiglimmer-Granit), zum anderen auf die starke autometa= morphie Überprägung des gesamten Massives mit darauffolgender hydrothormaler PbS-ZnS-Lagerstättenbildung zu= rückzuführen (Hydrothormaler Haloe). Zur Beurteilung der Zinn-Perspektivität scheinen damit die Elemente Rb, Li und Sn am besten geeignet zu sein.

Massiv G	Petro= graphie	$\bar{x}$	Rb		Li		Sn		Zn		Cu		Pb	
			$\bar{x}$	$s^2$	$\bar{x}$	$s^2$	$\bar{x}$	$s^2$	$\bar{x}$	$s^2$	$\bar{x}$	$s^2$	$\bar{x}$	$s^2$
1	04	333	258	961	15	-	4,0	-	33	9216	36	3721	26	361
2	04	393	258	316	17	121	4,0	-	25	125	22	121	21	576
3	02	990	379	9410	58	3970	9,0	45,00	84	16000	68	9326	52	289
	04	270	356	2210	38	-	6,0	5,80	56	256	17	84	53	94
4	02	276	288	1296	62	5780	6,0	5,10	155	42000	110	84000	40	55
	04	213	253	5184	39	324	5,5	-	47	728	30	508	28	46
5	02	170	493	13000	21	56	17,0	-	31	16	23	100	72	272
	04	479	312	4624	38	900	5,2	11,00	45	1421	29	8930	28	8733
A		800	150	211	32	71	2,9	0,41	41	150	-	-	15	68
B		3000	400	3546	97	571	6,3	6,83	57	629	-	-	30	116
C		1300	165	1057	190	-	-	-	68	247	-	-	-	-
D		2300	550	4853	195	8650	-	-	57	382	-	-	-	-

Tab. 24: Verteilungsparameter einiger Spurenelemente der Massive G 1-5 S-Sardiniens im Vergleich mit Literaturdaten.  $\bar{x}$ : anti-log. der geometrischen Mittelwerte,  $s^2$ : Varianz (Dispersion) der arithmeti= schen Mittelwerte.

Tab. 24: Distribution parameters of some trace elements of the granite massifs G 1-5 of S-Sardinia in contrast to other intrusives.  $\bar{x}$ : anti-log. of the geometric mean values,  $s^2$ : variance (dispersion) of the arithmetic mean values.

A: Palingener Granit. B: Plumasitischer Leukogranit (Transbeikalien, TAUSON & KOZLOV 1975). C: New Ross-Pluton, nicht höffig. D: metallogenetisch spezialisiert (Nova Scotia, Kanada; SMITH & TUREK 1978)

### 8.3.4 Intensität der geochemischen Spezialisierung

In Anlehnung an verschiedene russische Autoren gilt ein Magmatit dann geochemisch (metallogenetisch) spe= zialisiert, wenn seine Elementgehalte bzw. bestimmte Elementverhältnisse im Vergleich zu tauben Gesteinen signifikante Unterschiede aufweisen (vgl. Kap. 2.2). Im allgemeinen sind dies Magmatite mit einem ausgeprägt hohen Differentiationsgrad.

TISCHENDORF (1970) unterscheidet als numerische Ausdrücke für eine geochemische Spezialisierung von Magma= titen zwischen regionaler Spezialisierung ( $S_r$ : Verhältnis eines regionalen Mittelwertes eines Elementes zum planetaren Gesteins-Clarke) und temporaler Spezialisierung ( $S_t$ : Verhältnis eines Mittelwertes eines Elementes der jüngsten Intrusivphase zum Mittelwert der Hauptintrusivphase). Als absolutes Maß der gesamten geochemi= schen Spezialisierung ist das Produkt  $S_r \times S_t$  definiert. Für granitophile Elemente ist die Spezialisierung eines Magmatites umso größer, je größer  $S_r$ ,  $S_t$  und  $S_r \times S_t$  sind. Als Bezugswert bei der Bildung von  $S_r$  wird der Granit-Clarke von VINOGRADOV (1962) verwendet.

Bei der Bildung von  $S_t$  wurde die Varietät 02 (Zweiglimmer-Granit) als jüngste Granitphase angenommen. Die

Massiv G	Element	$S_r$	$S_t$	$S_r \times S_t$	Massiv G	Element	$S_r$	$S_t$	$S_r \times S_t$
3	F	0,34	3,7	1,2	A	F	1	0,46	0,46
	Rb	1,8	1,1	1,9		Rb	-	-	-
	Li	0,9	1,5	1,4		Li	2,7	0,66	1,8
	Sn	2	1,4	3		Sn	4,8	0,71	3,4
4	F	0,27	1,3	0,3	B	F	4,2	2,1	9
	Rb	1,3	1,1	1,4		Rb	-	-	-
	Li	1,0	1,6	1,5		Li	9,7	1,3	12
	Sn	1,8	1,1	2,1		Sn	9	1,2	11
5	F	0,60	0,35	0,21	C	F	1,1	2,2	2,5
	Rb	1,6	1,6	2,5		Rb	1,5	1,4	2,1
	Li	1,0	0,55	0,52		Li	3,0	2,5	7,5
	Sn	1,7	3,3	5,6		Sn	2,7	3,5	9,3
S-Sardinien, Population a und b	F	0,51	4,0	2,0	Granit n. VINOGRADOV (162)	F	800 ppm		
	Rb	1,4	1,21	1,7		Rb	200 ppm		
	Li	0,52	4,5	2,4		Li	40 ppm		
	Sn	0,73	7,6	5,6		Sn	3 ppm		

Tab. 25: Regionale ( $S_r$ ), temporale ( $S_t$ ) und gesamte ( $S_r \times S_t$ ) geochemische Spezialisierung der Granitmassive G 3-5 und der Leukogranite insgesamt (Populationen a und b) von S-Sardinien im Vergleich zu anderen Graniten.

Tab. 25: Regional ( $S_r$ ), temporal ( $S_t$ ) and total ( $S_r \times S_t$ ) geochemical specialization of the granite massifs G 3-5 and the leucogranites (population a and b) of S-Sardinia in contrast to others granite intrusives.

A: Erzgebirge G<sub>0</sub>, nicht höffig; B: Erzgebirge E<sub>0</sub>, höffig (DDR, TISCHENDORF 1970); C: Transbaikalien, höffig (UdSSR, TAUSON 1978). D: Chacaltaya (Bolivien, LEHMANN 1979).

Ergebnisse sind in Tab. 25 für die Elemente F, Rb, Li und Sn zusammengefaßt. Wie schon TISCHENDORF betonte, drückt sich eine geochemische Spezialisierung von granitoiden Gesteinen am ehesten im Verhalten dieser mobilen Elemente aus. Die anderen Elemente (Tab. 23) dagegen sind nur wenig geeignet.

Die Betrachtung der Tab. 25 liefert folgende Aussagen:

1. Die untersuchten Granitmassive zeigen nur eine schwache regionale Spezialisierung  $S_r$ . Diese ist für Rb und Sn am ausgeprägtesten.
2. Tendenziell besitzt der Quirra-Granit höchste temporale Spezialisierung  $S_t$ . Die Werte des Monte-Linas-Granits dagegen sind widersprüchlich. Entsprechend seiner Zinnlagerstättenführung besitzt er maximalen Wert für Zinn. Für F und Li dagegen zeigt er eine Verarmung (Werte <1). Diese Werte besitzen aber nur provisorischen Charakter, da die Varietät O2 mit 2 Proben unterrepräsentiert ist.
3. Die Spezialisierung  $S_r \times S_t$  definiert auch den Quirra-Granit als Granit mit höchstem Spezialisierungsgrad.

Der Vergleich mit Literaturdaten zeigt, daß die Gesamtspezialisierung der Granite S-Sardiniens bei weitem nicht die von klassischen Zinnprovinzen erreicht (Tab. 25).

## 9. GEOCHEMISCHE HÖFFIGKEITSINDIKATOREN FÜR ZINNGRANITE

Die Verallgemeinerung geochemischer Indikatoren für die Zinn-Höffigkeit sollte sich auf Datenmaterial möglichst zahlreicher und unterschiedlich aufgebauter Granitkomplexe stützen. Bei der Literaturoswertung treten allerdings Schwierigkeiten grundsätzlicher Art auf. Da die Untersuchung von Zinn-tauben Graniten meist allgemeine petrogenetische Fragestellungen verfolgt, sind in diesen Arbeiten Informationen über Spurenelementgehalte oft sehr lückenhaft. So fehlen häufig Angaben über die wichtigen Elemente Sn, Li, F etc. oder wichtige Lagerstättenkundliche Informationen. Die Bewertung eines Granites mit "nicht Zinn-höffig" ist dann oft eine Verlegenheitslösung. Bei der nun folgenden Auswertung werden derartige Granite mit Massiven "unsicherer" Zinn-höffigkeit bezeichnet.

### 9.1 Genetische Granittypen

Die Zinnlagerstättenbildung ist eng mit der Entstehung von Graniten verknüpft. Letztere läßt sich durch zwei verschiedenartige Bildungsprinzipien erklären, nämlich

1. durch Differentiation eines basischen juvenilen Stamm-Magmas mit Herkunft aus dem oberen Teil des Erdmantels,
2. durch Aufschmelzung (Palingenese) präexistenter Krustengesteine hauptsächlich während orogenetischer Prozesse.

Die Häufigkeit der Granitbildung durch Palingenese nimmt wie das Auftreten endogener Zinnlagerstätten im Laufe der Erdgeschichte ständig zu (SCHUILING 1967, MAUCHER 1974 u. a.). Die stoffliche Zusammensetzung eines Granites und die Art seiner Lagerstättegefolgschaft ist deshalb zunächst vom Verhältnis juveniler zu palingenen Schmelzanteilen bei seiner Bildung (Primärkonzentration) abhängig. Die spezielle Verteilung der Spurenelemente dagegen wird durch die Bedingungen der Kristallisationsgeschichte des Ausgangsmagmas bestimmt. Dabei sind zwei elementverteilende Prozesse wirksam:

1. Die kristallchemische Dispersion der Spurenelemente auf Fremdminerale,
2. die Restkonzentration dieser Elemente (emanative Anreicherung) mit Bildung eigener Minerale.

Der zeitliche Ablauf und die Intensität dieser Prozesse sind eine Funktion von der Größe des Intrusionskörpers und seiner Bildungstiefe, von speziellen tektonischen Randbedingungen und der Entgasungsgeschichte des Magmas. Da diese Faktoren die Verteilung der leichtflüchtigen Bestandteile und Spurenelemente kontrollieren, besitzen Granite mit verschiedener Genese sicherlich auch unterschiedliche Gehalte dieser Elemente. So läßt sich der beschreibenden genetischen Granitsystematik von READ (1955, "granite serie") eine geochemische Klassifizierung gegenüberstellen (Tab. 26).

Danach sind Zinn-Granite in erster Näherung in der Hauptsache orogen entstandene Plutongranite, die sich zum überwiegenden Teil aus plumasitischem Leukogranit zusammensetzen. Sie besitzen ein relativ hohes Intrusionsstockwerk (hypabyssisch) und haben einen scharfen diskordanten Intrusivkontakt zum meist schwach metamorphen Nebengestein.

Genetische Hauptgruppen	"Granite serie" (READ 1955)	Magma-tektonische Typen (TAUSON & KOZLOV (1973))	Bildungstiefe (TAUSON et al. 1968)
Juvenile Granite		Plagiogranite	
Anatektische bzw. palingene Granite	Autochthone Granite Parautochthone Granite	Ultrametamorphe Granite	Abyssale Batholithe (8 - 10 km)
	Intrusiv-Granite Pluton-Granite	Palingene Granite	Mesoabyssale Batholithe (4 - 5 km)
		a) agpaitisch b) plumasitisch	Hypabyssische Batholithe (2 - 4 km) a) mit niedriger b) mit hoher Fluidphase

Tab. 26: Nomenklatur der magma-tektonischen Granittypen.

Tab. 26: Nomenclature of different types of granites.

### 9.2 Einfluß des Erosionsniveaus

Aus dem Charakter der Spurenelement-verteilenden Prozesse folgt, daß die mobilen Elemente gerade bei der Bildung von Zinn-spezialisierten Graniten in Apikalteilen der Intrusivkomplexe eine Anreicherung erfahren. Dieser Stockwerkeffekt drückt sich durch besonders positive Werte der Indikatorelemente im Apikalbereich einer Intrusion aus. Wie die Beispiele der Tab. 27 zeigen, können die Elemente F, Rb, Li, Sn und die F/Li-, Rb/Sr- und  $(Li \times 10^3)/K$ -Werte dort eine Erhöhung um den Faktor + 15 erfahren. Die Sr-, K/Rb-, Ba/Rb- und Mg/Li-Werte dagegen eine Abnahme um den Faktor - 6,3 im Vergleich zur Wurzelzone. Die Feststellung kritischer Schwellenwerte für die Mittelwerte muß diesen Effekt berücksichtigen, da im konkreten Prospektionsfall sehr oft Granitkomplexe mit tiefem Abtragungsniveau vorliegen.

Granitkomplex	F	Rb	Li	Sr	Ba	Zr	Zn	Cu	Pb	Sn	K/Rb	Ba/Rb	F/Li	Rb/Sr	$Li \times 10^3/K$	Ba/Sr	Mg/Li	
C u	2900	640	310	30	50	-	30	-	10	40	55	0,078	9,3	21	8,12	1,7	-	
	1700	400	130	30	100	-	29	-	16	27	87	0,25	4,2	13	3,73	3,3	-	
	F	+1,7	+1,6	+2,4	1	-2,0	-	.1	-	-1,6	+1,5	-1,6	-3,2	+2,2	+1,6	+2,2	-1,9	-
D u	8800	1005	300	5	28	-	-	-	-	45	38	0,028	29,0	201	8,9	5,6	-	
	600	435	45	7	35	-	-	-	-	15	84	0,08	1,4	62	3,8	5,0	-	
	F	+15	+2,3	+6,7	1	-1,2	-	-	-	-	+3	-2,2	-2,8	+21	+3,2	+2,3	+1,1	-
B a	1640	340	95	21	239	60	93	239	78	17	100	0,891	4,8	29,5	1,25	17,6	5,2	
	b	407	280	21	49	513	86	37	17	31	22	154	2,34	1,4	7,4	0,36	9,0	33
	F	+4	+1,2	+4,5	-2,3	-2,1	-1,4	+2,5	+14	+2,5	+7,7	-1,5	-2,6	+3,4	+4	+3,5	+2	-6,3
A IV	3000	400	97	100	200	260	57	-	30	6,3	100	0,5	31	4	2,4	2	-	
	III	600	140	36	300	750	200	45	-	25	5,3	240	5,3	16	0,5	1,1	2,5	-
	F	+5	+2,8	+2,7	-3	-3,7	+1,3	+1,3	-	+1,2	+1,2	-2,4	-11	+1,9	+8	+2	+1,2	-

Tab. 27: Räumliche Variation einiger Elemente (F bis Sn in ppm) und Elementverhältnisse in Granitintrusionen. F: Multiplikator bezogen auf den höher differenzierten Granit.

Tab. 27: Spatial variation of some elements (F until Sn in ppm) and element ratios in granite intrusives. F: Multiplier related to the granite with the highest grade of differentiation.

A: Palingener Granit (III) und plumasitischer Leukogranit (IV) nach TAUSON & KOZLOV (1975). B: Background (b) und anomale (a) Population der Leukogranite S-Sardiniens. C: Blue Tier-Batholith (Australien), Apikalbereich (u) und Wurzelzone (l) nach GROVES & MCCARTHY (1978). D: Hnilec-Massiv (CSSR), Apikalbereich (u) und Wurzelzone (l) nach TAUSON et al. (1978).

### 9.2.3 Einfluß des geologischen Bildungsalters

Da ältere Granite, insbesondere die des Präkambriums, meistens in ihrer Wurzel aufgeschlossen sind, wird die Untersuchung des Einflusses des geologischen Alters auf bestimmte geochemische Parameter erschwert. So kann die von einigen Autoren aufgestellte Behauptung, daß bestimmte granitophile Elemente eine Anreicherung in den jüngeren Graniten erfahren haben (PEREIRA & DIXON 1960, MAUCHER 1974 u. a.), durchaus auf diesen Aufschlußeffekt zurückgeführt werden. Zur Klärung dieser Frage wurde in den Abb. 45 bis 48 eine Einteilung in Zinn-höf=fige, Zinn-taube und unsichere Granite für das Präkambrium, Paläozoikum und Mesozoikum (mit Känozoikum) durchgeführt. Erwartungsgemäß kommt es in diesen Darstellungen zu einer Überlappung der verschiedenen genetischen Granittypen. Wegen der Komplexität der Prozesse bei der Granitbildung lassen sich keine eindeutigen erdgeschichtlichen Trends ablesen. Vielleicht kommt dadurch die Tatsache zum Ausdruck, daß der geochemische Habitus eines Granites zum überwiegenden Teil durch regionale Besonderheiten und erst in zweiter Linie durch einen deutlichen geochemisch-historischen Trend kontrolliert wird. Damit erhält die Anwendung des Aktualitätsprinzips in dieser Fragestellung ihre Berechtigung.



### 9.4 Zinngranite

Zunächst ist definitionsgemäß jeder Granit Zinn-höflich, der stofflich endogene Lagerstätten hervorgebracht hat. Bisher wurden hauptsächlich Granite mit einer "Cassiterit-Topaz-Zinnwaldit-Paragenese" geochemisch untersucht. Bei der Bildung dieser Granite spielte die Anreicherung der mobilen Elemente Sn-F-B-Rb-Li eine herausragende Rolle. Sie sind für eine Charakterisierung derartiger Zinngranite bestens geeignet (TISCHENDORF 1970, 1973).

Bei der Bildung von Zinnlagerstätten der Cassiterit-Sulfid-Formation und ihrer "source"-Magmen treten diese Elemente oftmals abgeschwächt in Erscheinung. Für diese Fälle ist die Armut der Minerale Fluorit, Topaz, Turmalin und der Li-Träger typisch. Die Anreicherung dieser Elemente erreicht zwar ebenfalls ein anomales Niveau im Vergleich zu tauben Graniten, bleibt aber deutlich unter dem der Zinngranite der ersten Gruppe.

In Tab. 28 sind Zinngranite der Cassiterit-Topaz-Zinnwaldit-Paragenese (A - D) und Zinngranite der Cassiterit-Sulfid-Paragenese (E, F) einigen Zinn-tauben Graniten (G - I) gegenübergestellt. Über ihre Brauchbarkeit und numerischen Werte zur Abgrenzung Zinn-höflicher Granite lassen sich folgende Angaben machen:

Parameter	Zinngranit der Sn-F-B-Rb-Li-Assoziation	Zinngranit der Sn-Sulfid-Paragenese
Sn	15	15
F	1500	1500
Rb	400	350
Li	130	70
Rb/Sr	10	10
(Li x 10 <sup>3</sup> )/K	4	1,3
Sr	40	40
Ba	250	250
Zr	60	60
K/Rb	85	100
Ba/Rb	0,5	0,8
Mg/Li	3	6
Zr/Sn	2	4

Die Parameter Zn, Cu, Pb und F/Li, Ba/Sr sind dagegen ungeeignet.

Granit-komplex	F	Rb	Li	Sr	Ba	Zr	Zn	Cu	Pb	Sn	K/Rb	Ba/Rb	F/Li	Rb/Sr	$\frac{Li \times 10^3}{K}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Mg}{Li}$	$\frac{Zr}{Sn}$
A	3000	400	97	100	200	260	57	-	30	6,3	100	0,5	31	4	2,4	2,0	-	41
B	5100	900	430	40	120	64	-	-	27	32	42	0,13	12	22	11	3	2,3	2
C	1700	400	130	30	100	-	29	-	16	27	85	0,25	4,2	13	3,8	3,3	-	-
D	4900	962	220	4	28	55	-	-	-	33	40	0,03	22	240	7	7	1,3	1,7
E	2300	550	195	37	83	-	57	8	9	28	68	0,15	12	14	5,3	5,3	2,2	-
F	1640	340	95	21	239	60	93	239	78	17	100	0,89	17	29	1,2	18	5,2	3,6
G	407	280	21	49	513	86	37	17	31	2,2	154	2,34	19	7,4	0,4	9	33	39
H	500	300	50	150	400	150	-	-	30	8	145	1,33	10	2	1,15	2,7	48	19
I	600	140	36	300	750	200	45	-	25	5,3	240	5,3	16	0,47	1,1	2,5	-	38

Tab. 28: Variation der Mittelwerte einiger Elemente (F bis Sn in ppm) und Elementverhältnisse in palinogenen Graniten (G bis I) und einigen metallogenitisch spezialisierten Leukograniten (A bis G).

Tab. 28: Variation of mean values of some elements (F until Sn) and element ratios of palinogenic granites (G until I) and some metallogenetic specialised leucogranites (A until G).

A: Plumasitischer Leukogranit, Durchschnittswerte nach TAUSON & KOZLOV (1975). B: Erzgebirge E-22 (DDR, TISCHENDORF et al. 1972). C: Hnilec-Massiv (CSSR, TAUSON et al. 1978). D: Blue Tier-Batholith (Australien, GROVES 1978). E: New Ross-Komplex (Nova Scotia, SMITH & TUREK 1978). F: Anomaler Leukogranit (a) von S-Sardinien, G: normaler (b) Leukogranit von S-Sardinien. H: Erzgebirge D (DDR, TISCHENDORF et al. 1972). I: Palingener Granit, Durchschnittswert nach TAUSON & KOZLOV (1975).

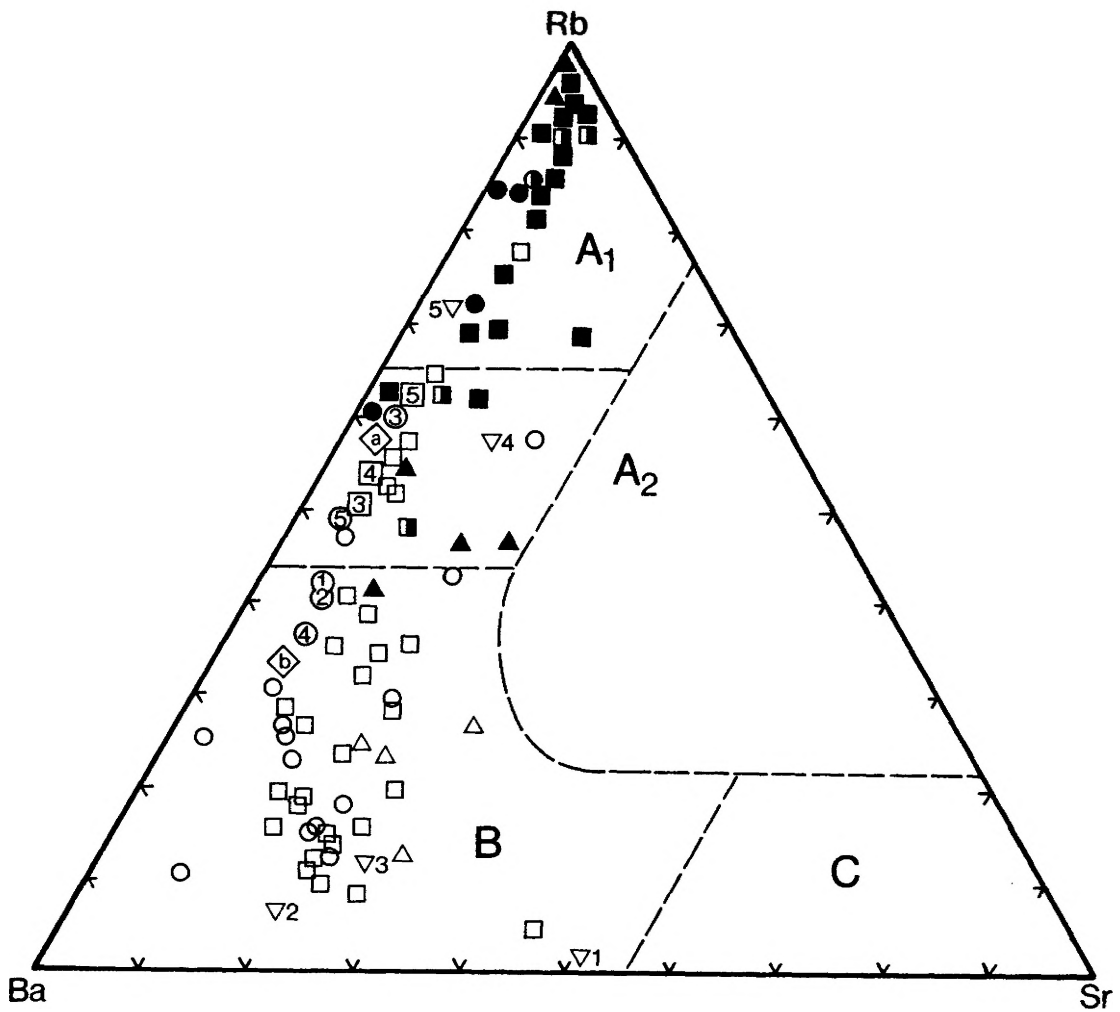


Abb. 45: Granitoide verschiedener Genese und Lagerstättenführung im Rb-Ba-Sr-Diagramm.  
 Fig. 45: Granitoids of various origin and ore potential in the Rb-Ba-Sr-diagram.

Dabei bedeuten:

	Präkambrium	Paläozoikum	Mesozoikum
Zinn-höfig	●	■	▲
taub	○	□	△
unsicher	◐	◑	◒

Granittypen nach TAUSON & KOZLOV (1973)	▽ <sub>1</sub> - ▽ <sub>5</sub>
S-Sardinien	G 1-5
Zweiglimmergranit	○
Leukogranit	◇

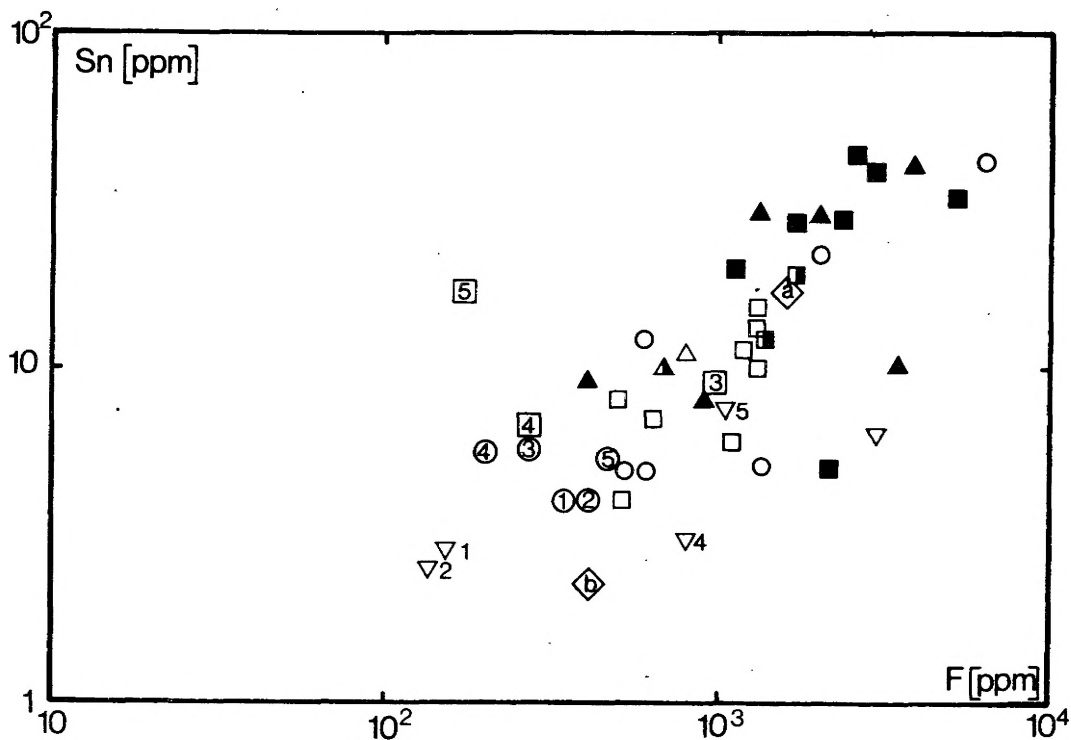


Abb. 46: Granitoide verschiedener Genese und Lagerstättenführung im Sn/F-Diagramm.

Fig. 46: Granitoids of various origin and ore potential in the Sn/F-diagram.

Folgende Literaturzitate sind in den Abb. 45 bis 49 verarbeitet:

BESANG et al. (1976), BURNOL, L. (1978), CONDIE, K.C. (1978), EIDAM & SEIM (1971), EXLEY, C.S. (1957), GROVES (1978), GROVES, D.I. & MCCARTHY, T.S. (1978), GUNDSAM-BUU, T. (1974), HAAPLA, I. (1974, 1978), HAHN-WEINHEIMER, P. & ACKERMANN, H. (1967), HUNTER, D.R. (1973), KHALIL, S.O. (1978), KOLBE, P. & TAYLOR, S.R. (1966), LAWRENCE, G. (1975), LEHMANN, B. (1979), LEUTWEIN, F. (1972), MADEL, J. (1975), NEIVA, A.M.R. (1974), POTENZA, F.M. et al. (1975), SAAVEDRA, J. (1978), SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. (1973), SMITH, T.E. & TUREK, A. (1976), TAUSON, L.V. & KOZLOV, V.D. (1973), TAUSON, L.V. et al. (1978), TISCHENDORF, G. et al. (1972).

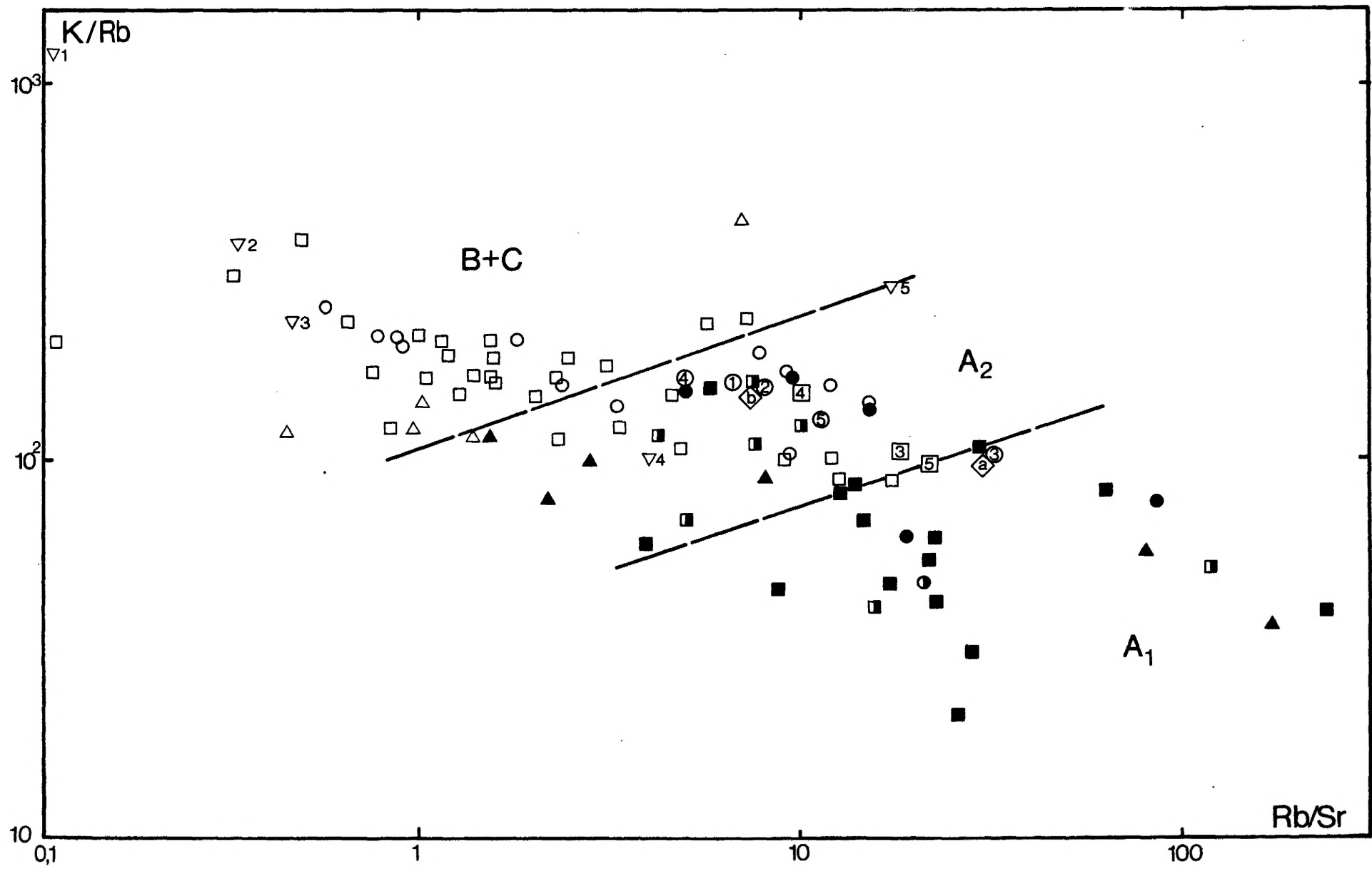


Abb. 47: Granitoide verschiedener Genese und Lagerstättenführung im K/Rb-Rb/Sr-Diagramm.

Fig. 47: Granitoids of various origin and ore potential in the K/Rb-Rb/Sr-diagram.

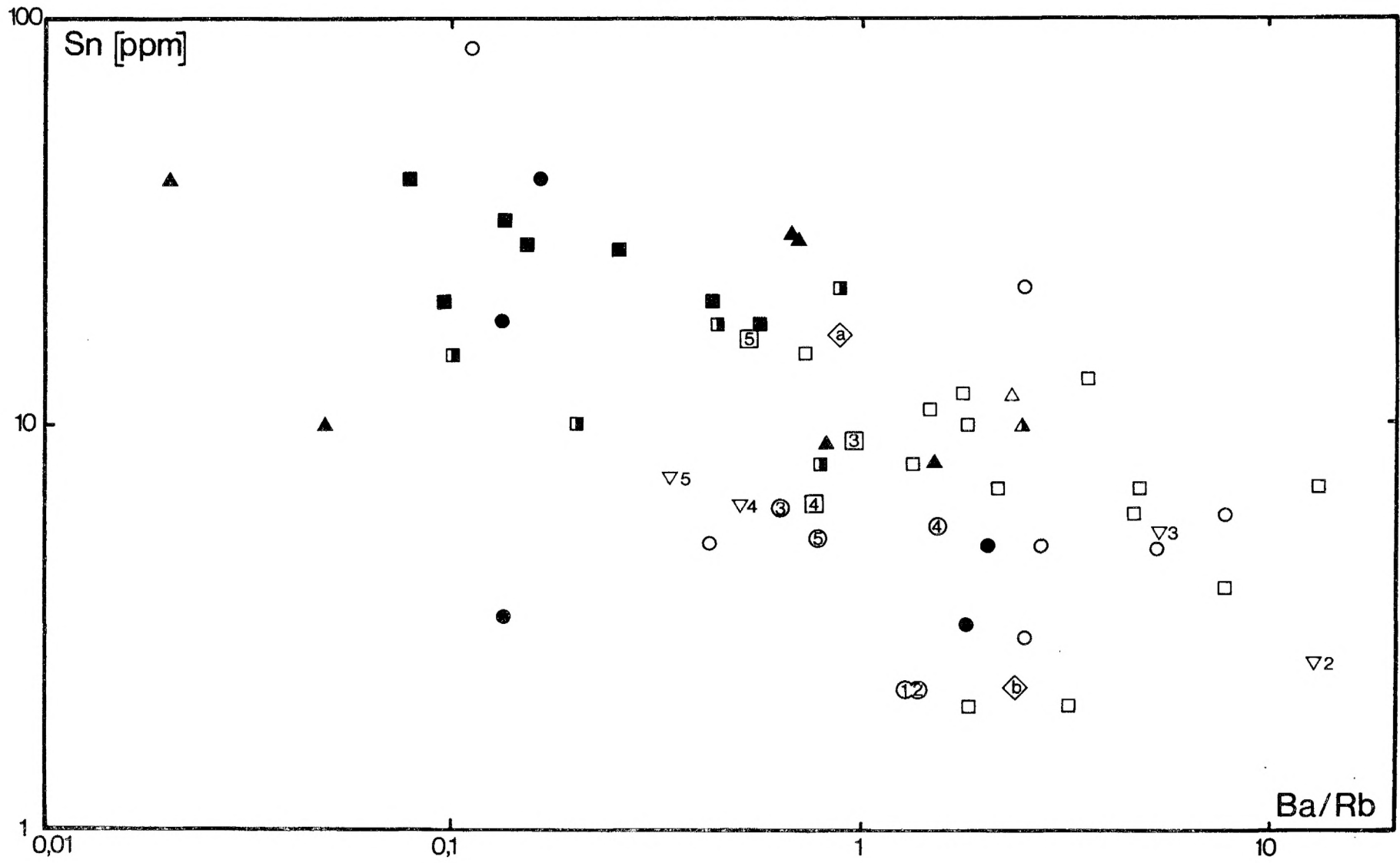


Abb. 48: Granitoide verschiedener Genese und Lagerstättenführung im Sn-Ba/Rb-Diagramm.

Fig. 48: Granitoids of various origin and ore potential in the Sn-Ba/Rb-diagramm.

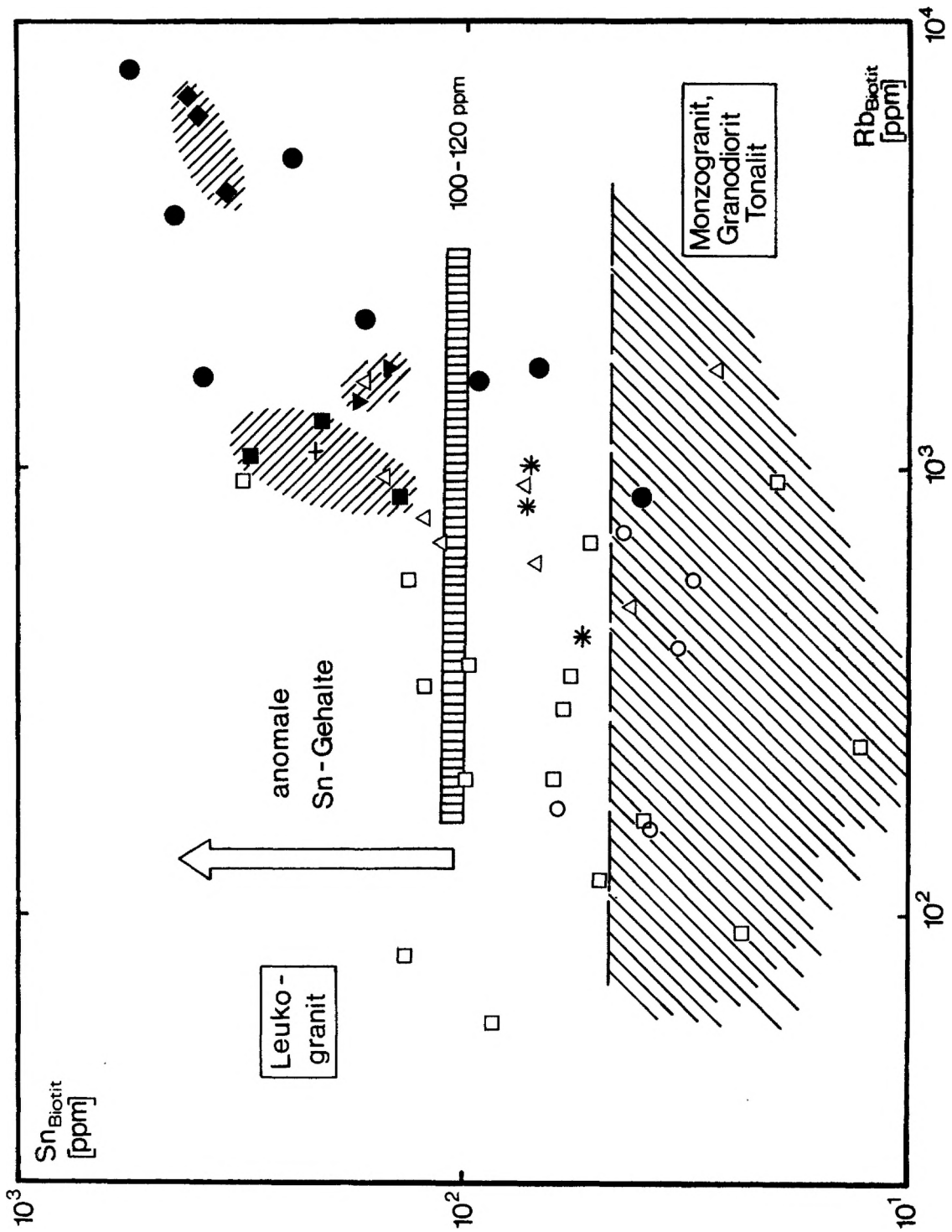


Abb. 49: Biotite aus den Massiven G 1 - 5 von S-Sardinien im Sn-Rb-Diagramm (Symbole von Tab. 29 A). Referenzdaten: Erzgebirge (■▼◆: TISCHENDORF et al. 1968), Blue Tier Granit (●: GROVES 1978)

Fig. 49: Biotite from the massifs G 1 - 5 of S-Sardinia in the Sn-Rb-diagram, (symbols compare tab. 29 A). Reference values: Erzgebirge (■▼◆: TISCHENDORF et al. 1968), Blue Tier granite (●: GROVES 1978).

Wie die Abb. 46 bis 48 zeigen, bestehen zwischen zwei Parametern nicht immer strenge funktionale Zusammenhänge. So entsprechen z. B. hohen Zinn-Werten eines Magmatites nicht unbedingt zugleich extrem niedrige Ba/Rb-Werte (Abb. 48). Zinngranite geochemisch umfassend zu charakterisieren, stößt damit auf Schwierigkeiten. Eine Charakterisierung gelingt dabei im Rb-Ba-Sr-Diagramm noch am besten. Darin lassen sich folgende Kategorien unterscheiden (Abb. 45):

- A. Geochemisch spezialisierte Granite erster Ordnung mit bedeutender Lagerstättenführung (A 1), zweiter Ordnung mit vereinzelt Zinnlagerstätten (A 2),
- B. Granit (Leuko-, Monzogranit) und Granodiorit ohne geochemische Spezialisierung,
- C. Diorit.

Diese Gliederung findet zusätzlich im K/Rb-Rb/Sr-Diagramm (Abb. 47) seine Bestätigung. In den Sn-Ba/Rb- (Abb. 48) und Sn/F-Diagrammen (Abb. 46) dagegen bilden Zinn-höffige und -taube Granite jeweils Felder mit größeren Überlappungsbereichen.

Eine Darstellung der Biotite im Sn-Rb-Diagramm (Abb. 49) zeigt tendenziell eine positive Korrelation zwischen diesen beiden Elementen. Generell nimmt der Sn- und Rb-Gehalt im Biotit zu den sauren Differentiaten der Granitoide hin zu. Die Berücksichtigung von Biotiten aus Zinngraniten der Cassiterit-Topaz-Zinnwaldit-Paragenese zeigt, daß diese Granite maximale Sn-Rb-Konzentrationen besitzen. Mit zahlreichen anderen Autoren (vgl. TISCHENDORF et al. 1969) ist für Zinn-führende Granite die 100-ppm-Grenze kritisch. Die Benutzung von Zinngehalten im Biotit setzt aber unbedingt frisches Probenmaterial und Abwesenheit von fremden Zinnträgermineralen (Zirkon, Titanit ...) voraus.

#### 10. PROGNOSE ÜBER DIE ZINN-HÜFFIGKEIT S-SARDINIENS

Sowohl die petrogenetische Analyse (Kap. 7.3) als auch die Bewertung der Granite S-Sardiniens mit unterschiedlichen Höffigkeitskriterien lassen eine Gruppierung der untersuchten Massive in bezug auf ihre Zinn-höffigkeit zu. Danach sind die Prospektionsaussichten im Umfeld des San-Vito- und Sarrabus-Granites als äußerst gering zu bezeichnen. Sie stellen allgemein palingene Plutongranite mit fehlender geochemischer Spezialisierung dar. Für eine Detailprospektion sind dagegen folgende Schwerpunkte in folgender Reihenfolge interessant:

1. Quirra-Granit,
2. Monte-Linas-Granit,
3. Arburese-Granit.

Die absolute geochemische Spezialisierung dieser Granite erreicht aber, wie der Vergleich mit Literaturdaten zeigt, nicht die bekannte Intensität klassischer Zinnprovinzen. So sind diese drei Granitmassive als geochemisch spezialisierte Granitmassive zweiter Ordnung mit zwar deutlich ausgeprägter Sn- und z. T. auch F-Spezialisierung, aber nur einer untergeordneten Rb- und Li-Spezialisierung zu bezeichnen. Entsprechend ist bei einer weiteren Schwerpunktprospektion am ehesten mit Lagerstätten der Cassiterit-Sulfid-Formation zu rechnen.

Wie die Analyse der Zinngehalte in den Flußsedimenten zeigt, treten zwar im Entwässerungsnetz des Monte-Linas-Granites vereinzelt anomale Zinngehalte auf. Insgesamt ist aber die Aussicht, beim heutigen Erosionsniveau übertage unentdeckte Zinnvererzungen anzutreffen, gering. Der nächste Prospektionsabschnitt müßte sich demnach also auf die geochemische Untersuchung primärer Dispersionshöfe um vermutete Erzkörper in der Peripherie der Granite konzentrieren.

11. LITERATURVERZEICHNIS

- AHRENS, L.H. (1952): The use of ionisation potentials. Part I: Ionic radii of the elements. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, 155 - 169, New York etc. (Pergamon Press).
- ALWAREZ, W. (1972): Rotation of the Corsica-Sardinia Microplate. - *Nature Phys. Sc.*, 235, 553 - 559, London.
- ANDERMANN, G. & KEMP, J.W. (1958): Scattered X-Rays as International Standards in X-Ray-Emission-Spectroscopy. *Anal. Chem.*, 30, 1306 - 1309, New York.
- ANGINO, E.E. (1967): Atomic Absorption Spectrometry in Geology. - *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 7, 144 S., Amsterdam etc. (Elsevier).
- BACCOS, F. (1968): Osservazioni geologico-minerarie sul giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori (Sardegna Sud-Orientale). - *Res. Ass. Min. Sarda*, 73, 6, 5 - 66, Iglesias.
- BARSUKOW, V.L. (1957): The geochemistry of tin. - *Geochem.*, 1, 41 - 52, Washington.
- BESANG, C., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WEND, I. (1976): Radiometrische Datierung, geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. - *Geol. Jb.*, E-8, 3 - 71, Hannover.
- BISTE, M. (1975): NE-Lagerstätten und geologischer Bau im Bereich des Brcu. Riu Molas, Sarrabus/SE-Sardinien. Unveröffentl. Dipl.-Arb., FU Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, 85 S.
- BISTE, M. (1977): The hypothermal Cu-As mineralization with occurrence of wolframite-scheelite near Muravera/SE-Sardinia. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 12, 548-558, Stuttgart.
- BISTE, M. & SCHNEIDER, H.J. (1979): Einsatzmöglichkeiten der tragbaren Isotop-Röntgenfluoreszenzanalyse (IRFA) in der Bergbaupraxis. - *Erzm.*, 32, 2, 99 - 103, Stuttgart.
- BOLLOTNIKOV, A.F. & KRAVCHENKO, N.S. (1970): Criteria for recognition of tin-bearing granites. - *Dokl. (Proc.) Acad. Sci. USSR, Earth Sci.*, 191, 186 - 187, Moskau.
- BORGHESAN, E. (1945): Giacimenti filoniani a Sud del Granito arburese. Il campo filoniano arburese. - *Res. Ass. Min. Sarda*, 50, 3 - 20, Iglesias.
- BROMLEY, A.V. (1975): Tin mineralization of Western Europe: is it related to crustal subduction? - *Trans. Inst. Min. Metall.*, B-84, 28 - 30, London.
- BURNOL, L. (1978): Different types of leucogranites and classification of the types of mineralization associated with acid magmatism in the North-western part of the French Massif Central. - In: *STEMPROK, M., BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM*, 3, 191 - 204, Prag.
- CALVINO, F. (1963): Carta Geologica d'Italiana, 227 (Muravera), 1 : 100000, IGM, Florenz.
- CARBONE, F. & GANDOLFI, R. (1974): Tettonica di "Wrench Fault" in Sardegna nel quadro della geodinamica Mediterranea. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, 2, 291 - 299, 4 ff., Pisa.
- COCOZZA, T., JACOBACCI, A., NARDI, R. & SALVADORI, I. (1974): Schema stratigrafico-strutturale del Massico Sarda-Corso e minerogenesi della Sardegna. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, 85 - 186, 76 ff., Pisa.
- COCOZZA, T., CONTI, L., COZZUPOLI, D., LOMBARDI, G., SCHARBERT, S. & TRAVERSA, G. (1977): Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 95 - 102, Stuttgart.
- CONDIE, K.C. (1978): Geochemistry of Proterozoic granitic plutons from New Mexico, USA. - *Chem. Geol.*, 21, 131 - 149, Amsterdam etc. (Elsevier).
- DAMON, P.E. (1968): Behaviour of some elements during magmatic crystallisation. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 564 - 567, New York etc. (Pergamon Press).
- DE CASTRO, C. (1890): Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna). - *Mem. descr. Carta Geol. Ital.*, 5, 3 - 68, Rom.
- DEL MORO, A., DI SIMPLICIO, P., GHEZZO, C., GUASPARRI, G., RITA, F. & SABATINI, G. (1975): Radiometric Data and Intrusive Sequence in the Sardinian Batholith. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 126, 1, 28 - 44, Stuttgart.
- DI SIMPLICIO, P., FERRARA, C., GHEZZO, G., GUASPARRI, R., PELLIZZER, C.A., RICCI, F., RITA, G. & SABATINI, G. (1974): Il metamorfismo e il magmatismo palaeozoico nella Sardegna. - *Soc. Ital. Min. Petrol.*, 30, 2, 979 - 1068, Mailand.
- DI SIMPLICIO, P., FERRARA, G., GHEZZO, C., GUASPARRI, G., PELLIZZER, R., RICCI, C.A., RITA, F. & SABATINI, G. (1975): Notes on the palaeozoic magmatism and metamorphism of Sardinia. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, 1, 161 - 164, 1 ff. Pisa.
- EIDAM, J. & SEIM, R. (1971): Zur Geochemie und Genese des Ramberger Granitmassives (Harz). - *Chem. d. Erde*, 29, 278 - 341, Jena.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. - *Chem. Geol.*, 16, 207 - 219, Amsterdam etc. (Elsevier).
- EMMERMANN, R. (1968): Differentiation und Metasomatose des Albtalgranits (Südschwarzwald). - *N. Jb. Miner. Abh.*, 109, 94 - 130, Stuttgart.
- EXLEY, C.S. (1957): Magmatic differentiation and alteration in the St. Austell Granite. - *Q. J. Geol. Soc.*, 114, 197 - 230, London.
- FELDHAUS, L. (1979): Die Zinn-Lagerstätte Canale Serci (SW-Sardinien) und ihr geologischer Rahmen. - *Dipl.-Arb. in Vorb.*, FU Berlin, Fachbereich Geowissenschaften.



- FLANAGAN, F.J. (1972): 1972 values for international geochemical reference samples. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1189 - 1200, New York etc. (Pergamon Press).
- FLINTER, B.H. (1971): Tin in acid granitoids: The search for a geochemical scheme of mineral exploration. - *Geochem. Expl., Can. Inst. Min. Metall.*, 11, 323 - 330.
- FLINTER, B.H., HESP, W.R. & RIGBY, D. (1972): Selected geochemical, mineralogical and petrological features of the New England Complex, Australia and their relation to Sn, W, Mo and Cu mineralisations. - *Econ. Geol.*, 67, 1241 - 1262, Paris etc. (Lancaster Press).
- GOCHT, W. (1969): *Der metallische Rohstoff Zinn*. - 260 S., Berlin-München (Duncker & Humblot).
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1937): The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. - *J. Chem. Soc.*, 655 - 673.
- GROVES, D.I. (1978): Vertical geochemical zonation within tin-bearing granite sheets, Blue Tier Batholite, NE Tasmania. - In: STEMPROK, M., BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM, 3, 205 - 215, Prag.
- GROVES, D.I. & MCCARTHY, T.S. (1978): Fractional Crystallisation and the Origin of Tin Deposits in Granitoids. - *Mineral. Dep.*, 13, 11 - 26, Berlin.
- GUNDSAMBUU, T. (1974): Genetical relationship between the tin-tungsten deposits and granitic magmatism of Mongolia. - In: STEMPROK, M., BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM, 1, 99 - 103, Prag.
- HAAPLA, I. (1974): Some petrological and geochemical characteristics of Rapakivi granite varieties associated with greisen-type Sn, Be and W mineralizations in the Eurajoki and Kymi areas, Southern Finland. - In: STEMPROK, M., BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM, 1, 159 - 169, Prag.
- HAAPLA, I. (1978): Petrographic and geochemical characteristics of Rapakivi granite varieties associated with greisen-type Sn, Be and W mineralizations in the Eurojoki and Kymi areas, Southern Finland. - In: STEMPROK, M., BURNOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM, 3, 217 - 225, Prag.
- HAHN-WEINHEIMER, P. & ACKERMANN, H. (1967): Geochemical investigations of differentiated magmatic granite plutons of the Southern Black Forest. II. The zoning of the Malsburg granite pluton as indicated by the elements titanium, zirconium, phosphorus, strontium, barium, rubidium, potassium and sodium. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 2197 - 2218, New York (Pergamon Press).
- HAHN-WEINHEIMER & JOHANNING, H. (1963): *Geochemische Untersuchungen an magmatisch differenzierten Gesteinskörpern des Süd-Schwarzwaldes*. - *Contr. Min. Petrol.*, 9, 175 - 197, Heidelberg.
- HAWKES, H.E. & WEBB, J.S. (1962): *Geochemistry in Mineral Exploration*. - 415 S., New York etc. (Harper & Row).
- HEETVELD, H. & PRETTI, S. (1975): *Geochemical Exploration in Sardinia*. - In: *Geochem. Expl. 1974, Developments in Geology*, 1, 119 - 129, Amsterdam (Elsevier).
- HELMCKE, D. (1973): Zur Stratigraphie des Silurs und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei. - *N. Jb. Paläont. Mh.*, 529 - 544, Stuttgart.
- HELMCKE, D. & KOCH, G. (1974): Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei. - *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.* 125, 91 - 98, Hannover.
- HESP, W.R. (1971): Correlations between the tin content of granite rocks and their chemical and mineralogical composition. - *Geochem. Expl., Can. Inst. Min. Metall. Spec.*, 11, 341 - 353.
- HESP, W.R. & RIGBY, D. (1972): The transport of tin in acid igneous rocks. - *Pacific Geology*, 4, 135 - 152, Tokyo.
- HESP, W.R. & RIGBY, D. (1974): Some Geochemical Aspects of Tin Mineralisation in the Tasman Geosyncline. - *Mineral. Dep.*, 9, 49 - 60, Berlin.
- HOSKING, K.F.G. (1967): The relationship between primary tin deposits and granitic rocks. - In: FOX, W. (Ed.), *Tech. Conf. Tin, Int. Tin Council.*, 1, 269 - 306, London.
- HOWER, J. (1959): Matrix corrections in the x-ray spectrographic trace element analysis of rocks and minerals. - *Am. Min.*, 44, 19 - 28, Washington.
- HUBAUX, A. & VOX, G. (1970): Decision and detection limits for linear calibration curves. - *Anal. Chem.*, 42, 8, 849 - 855, New York.
- HUNTER, D.R. (1973): The localisation of tin mineralization with reference to southern Africa. - *Miner. Sci. Engng.*, 5, 1,
- HOGI, T., SCHWANDER, H. & STERN, W. (1975): Preliminary Data on Mineral Standards Basel 1-b (Biotite) and -1h (Hornblende). - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 55, 403 - 406.
- JENKINS, R. & DE VRIES, J.L. (1975): *Practical X-Ray Spectrometry*. - 189 S., 2. Aufl., München etc. (Oldenburg).
- JENSEN, M.L. & DESSAU, G. (1966): Ore deposits of South-Western Sardinia and their sulfur isotopes. - *Econ. Geol.*, 61, 5, 917 - 932, Paris etc. (Lancaster Press).
- KAEMMEL, T. (1964): Zur Petrogenese des Hauptgreisenstockes der Zinnlagerstätte Mühlleiten (Tannenberg) i.V. - *Freib. Forschh.*, C-181, 135 - 145, Freiberg.
- KANN, E. (1980): *Geologie, Geochemie und Petrographie der Kalksilikatfelsbildungen (Skarn) am Brcu. Sciolas (Gerrei, SE-Sardinien)*. - *Dipl.-Arb. in Vorb.*, FU Berlin, Fachbereich Geowissenschaften.

- KHALIL, S.O. (1978): Trace element abundance of the Holterkollen pluton Complex, Oslo Area, Norway. - *Chem. Geol.*, 22, 121 - 155, Amsterdam (Elsevier).
- KOLBE, P. & TAYLOR, S.R. (1966): Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 202 - 222, Heidelberg.
- KÖHLER, A. & RAAZ, F. (1951): Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 247 - 263, Stuttgart.
- KRAMER, W. (1976): Genese der Lamprophyre im Bereich der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. Ein geochemisch-petrologischer Beitrag zum Problem der Kruste-Mantel-Beziehungen. - *Chem. d. Erde*, 35, 1 - 49, Jena.
- KUZMIN, M.I. (1968): The Function of the Rare Element Distribution in Granitoids and their Parameters. - In: *Origin and Distribution of the Elements, Intern. Series of Monographs, Earth Sciences*, 629 - 639.
- LARSEN, E.S. (193()): Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. - *J. Geol.*, 46, 505 - 520.
- LAWRENCE, G. (1975): The use of Rb/Sr-ratios as a guide to mineralization in the Galway Granite, Ireland. - In: *Geochem. Expl. 1974, Developments in Economic Geology* 1, 353 - 370, Amsterdam (Elsevier).
- LEHMANN, B. (1975): Initial Variscian magmatism in SE-Sardinia. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 460 - 470, Stuttgart.
- LEHMANN, B. (1979): Schichtgebundene Sn-Lagerstätten in der Cordillera Real/Bolivien. - *Berl. geowiss. Abh.*, A-14, 135 S., Berlin.
- LEUBE, A. (1965): Prospektion und Untersuchung von Zinnerzlagertstätten in Südafrika. - In: *Schrft. GDMB*, 15, 105 - 106, Clausthal-Zellerfeld.
- LEUTWEIN, F. (1972): Geochemische und geochronologische Untersuchungen an sterilen und lagerstättenführenden Graniten insbesondere der Vendée (Frankreich). - In: *PETRASCHEK, W.E. (Ed.), Metallogenetische und Geochemische Provinzen*, 128 - 139, Leoben.
- LEPELTER, C. (1969): A Simplified Statistical Treatment of Geochemical Data by Graphical Representation. - *Econ. Geol.*, 64, 438 - 550, Paris etc. (Lancaster Press).
- LJACHOWITSCH, W.W. (1977): Geochemie der Minerale; Erzführung und Genese der Granitoide. - *Ztschrft. angew. Geol.*, 23, 7, 328 - 334.
- MacDONALD, S. (1965): Tin ore potential of the South Islands, New Zealand. - *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 8, 3, 440 - 452, Wellington.
- MADEL, J. (1975): Geochemical Structures in a multiple intrusion granite massif. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 124, 2, 103 - 127, Stuttgart.
- MARCELLO, A., PRETTI, S. & SALVADORI, I. (1978): Carta metallogenetica della Sardegna, 1 : 250000, *Serv. Geol. Ital.*, Florenz.
- MAUCHER, A. (1974): Zeitgebundene Erzlagertstätten. - *Geol. Rndsch.*, 63, 1, 263 - 275, Stuttgart.
- McDONALD, G. & THOMPSON, F. (1967): Signifikanztabelle für Zweiwegklassifizierung. - *Biometrika*, 54, 487 - 491.
- MEHNERT, K.R. (196): Über endogene Erzbildung und ihre Beziehungen zur Granitenstehung durch selektive Mobilisation. - *N. Jb. Miner. Ab.*, 94, 46 - 76, Stuttgart.
- MITCHELL, A.H.G. (1974): Southwest England granites: magmatism and tin mineralization in a post-collision tectonic setting. - *Trans. Inst. Min. Metall.*, B-83, 95 - 97, London.
- MOLLER, G. (1966): Die autometamorphe retrograde Umwandlung von Biotiten in Chlorite und Muskowite in sauren Tiefengesteinen. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 13, 295 - 365, Heidelberg.
- MÜLLER, R.O. (1964): Die Abhängigkeit der fluoreszenzintensität vom Massenabsorptionskoeffizienten der Matrix bei der Spurenbestimmung durch Röntgenfluoreszenz. - *Spectr. Acta*, 20, 143 - 151, New York (Pergamon Press).
- NEIVA, A.M.R. (1974): Greisenization of a Muscovite Biotite Albite Granite of Northern Portugal. - *Chem. Geol.*, 13, 295 - 308, Amsterdam (Elsevier).
- NEMEC, D. (1971): On the relationship of lamprophyres to hydrothermal ore veins in the Bohemian-Moravian Heights (Czechoslovakia). - *Geol. Rndsch.*, 60, 2, 718 - 726, Stuttgart.
- NOCKOLDS, S.R. (1966): The behaviour of some elements during fractional crystallisation of magma. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, 267 - 278, New York etc. (Pergamon Press).
- PEREIRA, I. & DIXON, C.J. (1965): Evolutionary trends in ore deposition. - *Trans. Inst. Min. Metall.*, B-74, 505 - 527, London.
- PETROVA, Z.I. & LEGYDO, V.A. (1965): Geochemistry of tin in the magmatic process. - *Geochem. intern.*, 2, 301 - 307, Washington.
- PIEPOLI, P. & COLLARI, N. (1936): Sul giacimento stannifero di Canale Serici (Villacidro-Iglesias). - *Per. Min.*, 7, 2, Roma.
- POTENZA, F.M. (1975): Chemical distribution patterns in the Tertiary and Triassic igneous districts of the Central Alps. - *Chem. d. Erde*, 34, 257 - 282, Jena.
- RAMIREZ-MUNOZ, J. (1968): Atomic-Absorption Spectroscopy. - 493 S., 1. Aufl., Amsterdam (Elsevier).
- RANTALA, R.T.T. & LORING, D.H. (1975): Multi-element analysis of silikat rocks and marine sediments by Atomic Absorption Spectrophotometry. - *Atom. Absorp. Newsl.*, 14, 5,

- READ, H.H. (1955): Granite Series in Mobile Belts. - Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 62, 409 - 429, Boulder.
- REYNOLDS, R.C. (1963): Matrix corrections in trace element analysis by x-ray fluorescence: estimation of the mass absorption coefficient by Compton scattering. - Am. Min., 48, 1133 - 1143, Washington.
- REYNOLDS, R.C. (1967): Estimation of mass absorption coefficient by Compton scattering: improvements and extensions of the method. - Am. Min., 52, 1493 - 1502, Washington.
- RICCI, C.A. (1972): Geo-petrological features of the Sardinian crystalline basement. - Miner. et Petrogr. Acta, 18, 235 - 244.
- RICCI, C.A. & SABATINI, G. (1978): Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. - N. Jb. Miner. Mh., 23 -28, Stuttgart.
- RINGWOOD, A.E. (1955 a, b): The principles governing trace-element distribution during magmatic crystallisation. Part I: The influence of electronegativity. - Part II: The role of complex formation. - Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 189 - 202, 242 - 254, New York (Pergamon Press).
- SAAVEDRA, J. (1978): Geochemical and petrological characteristics of mineralized granites of the west centre of Spain. - In: STEMPROK, M., BURDOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM, 3, 279 - 291, Prag.
- SACHS, L. (1979): Statistische Methoden. - 106 S., Berlin etc. (Springer).
- SALVADORI, I. (1959): Segnalazione di una manifestazione a molibdenite nella zona di Villacidro. Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni a molibdenite in Sardegna. - Ass. Min. Sarda, 63, 5 - 6, Iglesias.
- SATALOV, E.T. (1963): Abriß der Termini und Begriffe, die den Magmatismus charakterisieren (russ.). - In: Obs. geol. ponja. term. prim. metallog., Izv. An. SSSR, Moskau.
- SCHNEIDER, G. (1969): Ergänzungen zur Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse bei geochemischen Reihenuntersuchungen. - N. Jb. Miner. Mh., 11, 504 - 520, Stuttgart.
- SCHNEIDER, H.J. (1972): Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei, SE-Sardinien. - N. Jb. Miner. Mh., 529 - 541, Stuttgart.
- SCHROLL, E. (1975): Analytische Geochemie I, Methodik. - 292 S., Stuttgart (Ferdinand Enke).
- SCHUILING, R.D. (1967): Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. - Econ. Geol., 67, 540 - 550, Paris (Lancaster Press).
- SEEL, F., STEIGNER, E. & BURGER, I. (1964): Ein neues Verfahren zur Fluorbestimmung. - Angew. Chem., 76, 532 - 534, Weinheim.
- SEITZ, H. (1980): Spurenelementverteilung in Magmatiten und deren Minerale. - Diss. in Vorb., Hahn-Meitner-Institut Berlin.
- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. (1973): Geochemistry of mineralized granitic rocks of northeast Queensland. - Jour. Geochem. Explor., 2, 331 - 348, Amsterdam (Elsevier).
- SINCLAIR, A.J. (1974): Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. - Jour. Geochem. Explor., 3, 129 - 149, Amsterdam, (Elsevier).
- SMITH, T.E. & TUREK, A. (1976): Tin bearing potential of some Devonian granitic rocks in SW Nova Scotia. - Min. Dep., 11, 234 - 245, Berlin.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. - Geol. Rndsch., 63, 2, 773 - 786, Stuttgart.
- STEMPROK, M. (1963): Distribution of Sn-W-Mo-formation deposits around granites. - In: Symp. Probl. postmagm. ore dep., Geol. Surv. Czech., 69 -72, Prag.
- STEMPROK, M. (1967): Genetische Probleme der Zinn-Wolfram-Vererzung im Erzgebirge. - Min. Dep., 2, 102 - 118, Berlin.
- TAUSON, L.V., KOZLOV, V.D. & KUZ'MIN, M.I. (1968): Geochemical Criteria of Potential Ore-bearing in Granite Intrusions. - Rep. 23rd Int. Geol. Congr., Sec. 6, 101 - 105.
- TAUSON, L.V. & KOZLOV, V.D. (1973): Distribution functions and ratios of trace element concentrations as estimators of ore-bearing potential of granites. - In: JONES, M.J. (Ed.), Geochem. Explor. 1972, Inst. Min. Metall, 37 - 44, London.
- TAUSON, L.V., CAMBEL, B., KOZLOV, V.D. & KAMENICKY, L. (1978): The composition of tin-bearing granites of the Krusnehorý (Bohemian massif), Spis-Gemer (Rudohorie) Ore Mts. (Western Carpathians) of Czechoslovakia and the Transbaikalian provinces of the U.S.S.R. - In: STEMPROK, M., BURDOL, L. & TISCHENDORF, G. (Ed.), IGCP, MAWAM, 3, 297 - 304, Prag.
- TESTA, I. (1919): Tracce di minerali di stagno in Sardegna. - Res. Ass. Min. Sarda, 24, 7, Iglesias.
- TESTA, I. (1922): Classificazione dei giacimenti minerari di Sardegna. - Nuovi Annali del Ministero dell'Agricoltura, 2, 4.
- TISCHENDORF, G. (1968): Das System der metallogenetischen Faktoren und Indikatoren bei der Prognose und Suche endogener Zinnlagerstätten. - Ztschr. angew. Geol., 14, 393 - 405, Berlin (Akademie).
- TISCHENDORF, G. (1970): Zur geochemischen Spezialisierung der Granite des Westerzgebirgischen Teiplutons. - Geol., 19, 25 - 42, Berlin.
- TISCHENDORF, G. (1973): The metallogenetic basis of tin exploration in the Erzgebirge. - Trans. Inst. Min. Metall., B-82, 9 - 24, London.

- TISCHENDORF, G., FRIESE, G. & SCHINDLER, R. (1969): Die Dunkelglimmer der westerzgebirgisch-vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenitische Indikatoren (I, II). - Geol., 18, 384 - 399, 1024 - 1044, Berlin.
- TISCHENDORF, G., LÄCHELT, S., LANGE, H., PALCHEN, W. & MEINEL, G. (1972): Geochemical specialization of granitoids in the territory of the German Democratic Republic. - 24th Int. Geol. Congr., Sec. 4, 266 - 275.
- TRAVERSO, S. (1890): Note sulla Geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna). - 57 S., Torino (Casanova).
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . - Geol. Soc. Amer., 74, Boulder.
- VALERA, R. (1973): Genesi ed evoluzione delle mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale). - Università degli studi di Cagliari, Fac. di Ingegneria, 1 - 35, Cagliari.
- VALERA, R. (1974): Appunti sulla morfologia, termometria e composizione delle inclusioni fluide di fluoriti sarde. - Soc. It. Miner. Petrol., 30, 1, 459 - 480, Mailand.
- VANCE, J.A. (1961): Zoned granitic intrusions - an alternative hypothesis of origin. - Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 1723 - 1728, Boulder.
- VENERANDI, I. (1968): Il Giacimento a Molibdenite e Wolframite di Perda Majori (Studio minerografico). - Mineralogia, Ist. Lombardo (Rend. Sc.), A-102, 678 - 716, Turin.
- VINOGRADOV, A.P. (1962): Average contents of chemical elements in some major units of the earth's crust. - Geochem., 6, 641 - 664, Washington.
- ZACCAGNINI, C. (1952): Lo Stagno. - L'industria Mineraria, 3, 5, 163 - 181.
- ZIMMER, E. (1976): Zur Geochemie des Fluors im Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias) der Ostalpen. - Unveröffentl. Dipl.-Arb., FU Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, 78 S.
- ZUFFARDI, P. (1965): Conoscenze e ipotesi attuali sulla minerogenesi Sarda. - Boll. Ass. Min. Subalp., 2, 2, Turin.
- ZUFFARDI, P. (1958): Su nuova segnalazione di cassiterite in Sardegna e sulla presenza di tracce di stagno in alcuni adunamenti idrotermali sardi. - Res. Ass. Min. Sarda, 63, 4, 27 - 38, Iglesias.
- ZUFFARDI, P. (1974): La Metallogenesi Italiana in relazione alla evoluzione del Mediterraneo. - Mem. Soc. Geol. Ital., 13, 2, 359 - 365, Pisa.

ANHANG

A. Granitmassive G (1 - 5)		B. Petrographischer Schlüssel	
1	□ Sarrabus-Granit	00	⊕ Hydrothermal bzw. tektonisch veränderter Granit
2	* San-Vito-Granit	01	+ Muskowit-Quarz- Greisen
3	+ Quirra-Granit	02	⊕ Zweiglimmergranit
4	○ Arburese-Granit	03	● Alkalifeldspat-reicher Leukogranit
	⊙ Aufbruch an der Punta Santa Vittoria	04	○ Leukogranit in normaler Ausbildung
5	△ Monte-Linas-Granit	05	□ Monzogranit, granodioritischer Monzogranit
	△ Aufbruch an der Perda è Pibera	06	△ Granodiorit.
	● Nord-Sardinien insgesamt	07	* Quarz-Alk.Fsp.-Pegmatoid
	■ Süd-Sardinien insgesamt	11	▲ Gabbro (a), Tonalit (b), Quatzdiorit (c)
		12	R Basisch bis intermediär zusammengesetzte Einschlüsse im Granit (Restite)
		08	■ Aplit
		09	□ Quarzporphyr
		13	L Lamprophyr
			Metasedimente
			◆ Alluviale Proben

Tab. 29: Zusammenstellung der im Text verwendeten Signaturen und Zahlensymbole.

Tab. 29: Signatures and figures used in the text.

Tab. 30: Petrologische Kurzbeschreibung und Analysedaten der magmatischen Gesteinsproben (Urliste). Lage der Probenahmepunkte vgl. Abb. 8 - 13.

Tab. 30: Petrological description and results of the chemical analysis of the magmatic rock suite. Location of the samples see fig. 8 - 13.

G:	Nummer der Granitmassive G 1 - 5, vgl. Tab. 29 A		
Petr.:	Petrographischer Schlüssel, vgl. Tab. 29 B		
m:	Farbzahl	1: keine Mafite 2: Mafitgehalt <5 %	3: Mafitgehalt 5 - 10 % 4: " >10 %
d:	Korndurchmesser	1: sehr grobkörnig 2: grobkörnig 3: mittelkörnig 4: kleinkörnig 5: feinkörnig 6: dicht	33 - 10 mm 10 - 3,3 mm 3,3 - 1 mm 1 - 0,33 mm 0,33 - 0,1 mm 0,1 mm
F:	Gefüge	1: hypidiomorph-gleichkörnig	2: porphyrisch
A	Umwandlungsgrad	1: frisch	2: angewittert
Akz.:	Akzessorien	Fluorit (FL), Calcit (Cal), Cassiterit (Cass), Molybdänglanz (Mo), Muskowit (mus), Hornblende (Hbl), Zm-Cu-Fe-Sulfid (Sul).	
L:	Larsen-Index	$\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K} - (\text{Mg} + \text{Ca})$	
M:	Mafitischer Index	$(100 \text{ Fe}) / (\text{Mg} + \text{Fe})$	
tr:	Unterhalb der Nachweisgrenze des betreffenden Elementes (vgl. Tab. 9)		
	Elementoxide in Gew.-% (Haupt- und Nebenelemente), sonstige Mengenangaben inn ppm (Spurenelemente)		

Probe	Li	B	F	Rb	Sr	Ba	Zr	Sn	Mo	Pb	Zn	Cu
001	tr	-	750	197	22	362	94	101	20	115	200	200
002	25	-	675	269	tr	265	99	159	6	36	50	50
003	tr	-	-	303	29	302	117	6	-	28	tr	25
004	tr	-	373	285	32	292	107	5	-	50	700	2450
005	16	-	95	285	16	185	88	tr	-	95	18	28
006	tr	-	78	333	tr	142	122	tr	-	-	29	30
008	31	-	820	319	12	135	79	tr	-	16	18	16
009	27	-	380	216	90	595	120	tr	-	15	58	70
010	tr	-	380	231	105	413	111	tr	-	18	40	50
011	tr	-	406	255	67	537	101	tr	-	25	55	50
012	30	-	713	248	60	399	134	7	-	26	215	230
013	tr	-	475	234	52	377	106	26	-	17	55	90
014	tr	-	381	246	57	389	103	tr	-	23	90	230
015	tr	-	450	243	77	449	105	tr	-	34	tr	35
016	tr	-	261	253	49	395	106	tr	-	14	20	60
017	tr	-	294	314	12	139	105	tr	-	38	25	25
018	25	6	277	269	34	302	83	tr	-	26	-	25
019	tr	-	336	249	49	365	115	tr	-	47	1750	7400
020	270	-	-	246	55	655	92	tr	-	12	11	tr
021	20	-	431	227	58	457	106	tr	-	53	740	55
022	tr	-	569	242	40	391	102	18	-	25	100	60
023	tr	-	201	224	27	277	121	tr	-	16	45	100
024	tr	10	313	244	56	377	101	tr	-	22	tr	25
025	27	-	668	164	154	842	163	tr	-	10	67	22
026	50	-	540	95	175	811	168	tr	-	15	44	40
027	35	-	446	261	36	256	96	tr	-	24	tr	25
028	41	-	747	198	116	619	147	tr	-	12	33	18
029	60	-	-	204	117	586	5	tr	-	tr	38	tr
030	105	-	2310	186	127	1044	326	tr	-	22	253	80
031	55	-	1440	240	240	636	162	tr	-	10	50	30
032	-	-	437	338	96	411	47	20	-	-	-	-
033	-	-	-	417	89	394	47	17	-	-	-	-
034	-	-	-	421	60	411	45	30	tr	-	-	-
035	15	-	150	355	180	1190	35	tr	-	5	55	15
036	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	12	31	tr
037	12	-	252	215	22	198	174	tr	-	25	20	36
038	10	-	228	135	37	716	98	tr	-	9	105	20
007	22	-	546	259	81	898	62	tr	-	-	150	22
041	tr	-	138	205	51	84	105	6	-	15	175	275
042	20	-	100	156	122	753	170	tr	-	38	25	35
043	40	-	747	182	217	1190	195	tr	-	28	69	16
044	22	-	668	226	72	299	61	5	-	6	27	18
039	40	-	373	221	201	270	66	tr	-	23	33	23
040	10	-	382	tr	30	156	185	tr	-	5	28	41
045	30	-	411	80	231	884	175	tr	-	18	105	2450
046	55	-	634	102	248	895	144	tr	-	29	105	225
047	60	-	481	80	255	898	156	tr	-	17	60	65
048	55	-	1490	220	165	719	191	tr	-	46	1400	3200
049	25	-	202	tr	33	246	102	11	-	17	750	80
050	-	-	-	tr	37	261	81	97	-	-	75	45
051	80	-	1150	216	156	495	165	5	-	27	-	-
052	60	-	1400	205	186	539	144	9	-	13	110	45
053	100	-	511	33	337	639	192	tr	-	5	10	105
054	110	-	822	120	389	1060	200	tr	-	2	115	tr
055	170	-	331	190	291	1320	224	tr	-	145	325	15
056	60	-	396	395	322	1780	230	tr	-	16	10000	20
057	60	-	245	tr	47	273	128	10	-	10	225	20
058	70	-	-	168	296	-	-	tr	-	58	160	70
059	19	-	1070	254	33	377	94	7	tr	10	17	16
060	100	-	1150	379	11	518	130	9	tr	8	tr	30
061	tr	20	576	296	19	433	95	63	5	445	465	2750
063	30	-	2750	270	233	413	85	11	-	19	45	50
062	tr	-	144	237	41	311	73	tr	-	25	20	55
064	50	-	355	239	35	386	74	tr	-	20	34	17
065	7	-	535	253	33	227	88	tr	-	15	20	16
066	9	-	252	248	35	214	87	tr	-	11	17	16
067	10	-	147	252	36	353	101	tr	-	16	50	45
068	9	-	447	236	30	234	91	tr	-	14	17	15

Probe	G	Petr.	m	d	F	A	Akzess.	L	M	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
001	1	01	1	3	1	2	-----	14,1	92,6	76,7	0,10	10,5	3,02	0,01	0,28	0,91	2,36	3,04	0,07
002	1	01	1	3	1	2	Mus.Sulf.-----	14,5	91,3	77,9	0,09	12,3	2,61	0,04	0,29	0,53	0,88	3,55	0,04
003	1	03	2	3	1	1	-----	15,5	92,3	74,5	0,10	13,6	1,24	0,20	0,12	0,41	4,18	5,12	0,02
004	1	03	2	3	1	1	-----	15,4	90,4	73,8	0,09	13,7	1,46	0,05	0,18	0,31	4,31	5,08	0,01
005	1	04	1	5	1	1	-----	15,9	90,7	75,2	0,05	13,2	0,93	0,01	0,11	0,31	4,44	5,34	0,01
006	1	04	1	5	1	1	-----	15,0	99,0	75,3	0,05	13,7	0,90	0,01	0,01	1,05	3,91	4,81	0,26
008	1	04	2	5	1	1	-----	15,3	97,0	75,2	0,04	13,6	1,10	tr	0,04	0,57	2,56	4,79	0,03
009	1	04	2	3	2	1	-----	14,4	86,6	72,4	0,16	14,0	1,62	0,03	0,29	1,01	4,00	4,82	0,07
010	1	04	2	3	2	1	-----	13,7	90,0	70,5	0,22	14,9	2,26	0,03	0,79	1,57	3,44	5,21	0,16
011	1	04	2	4	2	1	-----	15,3	83,3	74,5	0,11	12,5	1,33	0,03	0,31	0,67	3,40	5,29	0,05
012	1	04	2	3	1	1	Cal.-----	14,1	86,6	73,1	0,14	12,9	1,73	0,05	0,38	0,76	3,64	4,24	0,07
013	1	04	2	3	1	1	Fl.Cal.-----	15,2	81,8	74,2	0,10	12,8	1,36	0,02	0,35	0,74	3,64	5,24	0,05
014	1	04	2	3	1	1	Mus.Sulf.-----	14,8	87,8	73,3	0,10	13,1	1,37	0,11	0,22	0,99	3,50	5,09	0,06
015	1	04	2	2	1	1	-----	13,6	82,9	68,9	0,12	13,0	1,38	0,28	0,33	1,14	3,84	4,67	0,08
016	1	04	2	3	1	1	-----	15,0	83,0	73,3	0,09	12,1	1,18	0,02	0,28	0,81	3,37	5,16	0,06
017	1	04	2	3	2	1	-----	15,2	94,4	74,1	0,03	13,4	1,08	0,02	0,06	0,44	4,25	4,85	0,02
018	1	04	2	2	1	1	Mus.-----	15,4	94,4	74,4	0,07	13,8	1,16	0,03	0,08	0,54	3,77	5,07	0,02
019	1	04	2	3	1	1	-----	14,7	83,2	74,2	0,10	12,7	1,32	0,03	0,31	0,70	3,44	5,32	0,04
020	1	04	2	2	1	1	-----	15,7	90,1	73,9	0,08	13,1	0,94	tr	0,12	0,55	2,74	5,65	0,02
021	1	04	2	3	1	2	-----	15,0	79,0	74,0	0,10	12,8	1,20	0,03	0,37	0,57	4,31	4,92	0,04
022	1	04	2	3	1	2	-----	15,1	85,9	73,0	0,10	12,1	1,26	0,02	0,24	0,85	3,37	5,34	0,08
023	1	04	2	3	2	2	Cal.-----	15,2	85,7	75,9	0,06	12,3	0,98	0,02	0,19	0,64	4,11	4,86	0,04
024	1	04	2	4	1	2	-----	15,3	87,7	74,3	0,09	12,7	1,23	0,02	0,20	0,80	3,50	5,29	0,05
025	1	05	3	2	1	1	-----	12,6	84,0	69,6	0,34	14,8	4,13	0,04	0,89	1,51	3,24	4,03	0,14
026	1	05	2	3	2	1	-----	11,3	88,1	65,9	0,46	14,9	3,44	0,03	0,54	2,69	3,77	3,96	0,21
027	1	05	2	2	1	1	-----	11,9	80,0	68,4	0,41	15,5	3,34	0,05	0,97	2,28	4,59	4,18	0,20
028	1	05	3	2	1	1	-----	11,3	74,4	66,7	0,28	15,1	3,80	0,03	1,55	1,62	4,05	3,57	0,15
029	1	05	3	2	1	1	-----	11,2	84,2	66,7	0,36	14,4	3,42	tr	0,74	2,35	3,39	3,56	0,10
030	1	05	3	3	3	2	Fl.Cal.-----	11,0	79,5	63,7	0,81	16,0	6,82	0,12	2,04	1,66	2,73	4,21	0,20
031	1	06	3	3	3	1	Fl.Mus.-----	9,0	81,3	65,5	0,54	16,0	3,75	0,07	1,00	4,24	3,30	2,90	0,37
032	1	08	1	5	1	1	-----	-	-	-	-	-	-	-	0,57	-	-	-	0,09
033	1	08	1	5	1	1	-----	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
034	1	08	1	5	1	1	-----	-	-	-	-	-	-	-	0,63	-	-	-	0,08
035	1	08	1	6	1	1	-----	16,6	62,4	74,7	0,04	13,7	0,20	0,02	0,14	0,50	1,82	6,05	0,02
036	1	08	1	5	1	1	-----	14,8	97,5	71,7	0,05	14,1	1,00	-	0,03	0,42	-	4,75	0,02
037	1	08	1	5	1	2	-----	15,0	99,3	74,8	0,04	12,4	0,99	0,01	0,08	0,32	5,01	4,38	0,01
038	1	08	1	4	1	1	-----	14,7	92,2	73,7	0,07	13,6	1,54	0,06	0,15	0,60	4,39	4,52	0,01
007	1	09	2	3	2	1	-----	15,3	86,3	73,4	0,04	14,7	1,14	0,04	0,21	0,13	3,04	4,96	0,02
041	1	09	1	3	2	1	-----	15,6	94,1	77,2	0,06	12,2	0,97	0,01	0,07	0,26	3,57	4,61	0,01
042	1	09	1	4	2	1	-----	14,7	82,1	73,5	0,07	12,3	1,15	0,03	0,29	0,88	3,71	4,84	0,06
043	1	09	2	3	2	1	-----	12,3	73,9	66,5	0,50	15,2	3,74	0,10	1,53	1,81	4,32	5,04	0,18
044	1	09	2	3	2	1	-----	15,0	86,9	73,9	0,05	13,7	1,31	0,04	0,23	0,33	2,79	4,59	0,03
039	1	09	1	3	2	1	-----	15,0	81,9	73,2	0,08	14,8	1,56	0,02	0,40	0,39	3,96	4,91	0,04
040	1	07	1	2	1	2	-----	11,6	97,7	75,0	0,04	12,4	0,37	tr	0,01	0,26	6,19	0,13	0,01
045	1	11	3	3	1	1	-----	4,9	71,0	58,2	0,88	17,9	5,94	0,09	2,81	6,48	3,37	2,62	0,41
046	1	11	3	3	1	1	-----	4,7	72,5	58,8	0,90	17,9	6,36	0,10	2,80	6,34	3,10	2,13	0,42
047	1	11	3	3	1	1	-----	4,8	72,0	58,0	0,98	18,0	6,40	0,10	2,89	6,30	3,17	2,49	0,48
048	1	12	3	5	1	1	-----	10,4	86,2	61,1	0,76	16,2	6,61	0,13	1,23	3,11	4,18	3,80	0,29
049	1	12	2	5	1	1	-----	10,5	93,9	69,5	0,05	15,3	4,37	0,26	0,33	0,32	7,89	0,12	tr
050	1	12	3	5	1	2	Sulf.-----	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
051	1	12	4	5	1	1	-----	8,5	82,3	63,8	0,75	17,0	5,63	0,07	1,40	3,76	3,84	2,40	0,28
052	1	12	4	3	1	1	-----	7,5	84,2	59,2	0,94	17,2	7,79	0,13	1,69	5,39	3,77	2,07	0,41
053	1	13	3	5	2	1	-----	0,3	62,1	50,0	1,43	16,3	8,70	0,14	6,15	7,54	3,57	1,97	0,66
054	1	13	3	5	1	1	-----	4,0	62,0	48,1	1,17	16,6	8,94	0,17	6,35	3,01	3,84	2,95	0,27
055	1	13	2	5	1	2	-----	8,3	75,0	54,5	1,38	15,0	10,20	0,17	3,91	2,88	2,09	5,06	0,29
056	1	13	3	5	1	2	-----	12,4	70,4	56,7	1,33	15,1	3,72	0,08	1,81	4,78	0,40	9,76	0,41
057	1	13	3	3	1	2	-----	8,4	93,2	60,0	0,13	12,5	8,94	0,32	0,76	0,87	5,53	tr	0,12
058	1	13	3	4	2	1	-----	6,1	-	57,6	1,29	15,7	-	-	-	2,89	-	4,61	-
059	2	01	1	3	2	2	Fl.Mus.Sulf.-----	15,5	99,3	75,2	0,05	13,2	10,80	0,01	0,08	0,28	3,01	4,85	0,01
060	2	01	1	3	2	2	Mus.-----	15,0	85,7	79,8	0,29	11,8	1,56	0,02	0,30	0,42	0,88	3,67	0,09
061	2	01	1	3	1	2	Mus.Sulf.-----	-	-	-	-	-	2,93	0,04	0,09	-	1,24	-	0,01
063	2	01	1	3	2	2	Mus.-----	-	-	-	-	-	-	0,01	0,07	-	-	-	tr
062	2	03	1	5	2	1	-----	16,1	88,0	75,0	0,05	13,1	0,70	tr	0,11	0,29	3,84	5,65	0,02
064	2	04	2	5	1	1	-----	16,4	97,2	73,4	0,06	13,8	1,81	0,03	0,06	0,36	3,10	6,36	0,03
065	2	04	2	3	2	1	-----	15,7	95,7	75,1	0,05	13,1	0,96	tr	0,05	0,35	2,97	5,14	0,02
066	2	04	2	3	2	1	-----	15,4	97,0	74,5	0,04	13,3	0,84	0,01	0,03	0,38	3,41	4,88	0,16
067	2	04	2	3	2	1	-----	15,5	91,5	74,7	0,06	13,0	1,12	0,01	0,12	0,31	3,90	5,05	0,01
068	2	04	2	3	2	1	-----	15,5	95,1	75,0	0,05	13,2	1,05	tr	0,06	0,36	3,20	4,94	0,02

Probe	Li	B	F	Rb	Sr	Ba	Zr	Sn	Mo	Pb	Zn	Cu
069	15	-	127	270	36	382	100	tr	-	22	49	46
070	22	-	414	272	33	355	101	tr	-	18	27	16
071	14	-	180	243	39	416	100	tr	-	15	21	15
072	19	-	-	248	28	389	106	tr	-	14	27	15
073	5	-	126	239	26	265	86	tr	-	16	50	27
074	.11	-	1130	252	20	265	85	tr	-	23	28	26
075	32	-	910	269	37	469	114	tr	-	22	23	22
076	23	-	613	291	37	418	113	tr	-	16	23	16
077	21	-	844	256	24	282	92	tr	-	21	14	17
078	23	-	240	251	18	265	92	tr	-	20	30	19
079	34	20	1050	255	49	455	123	tr	-	102	29	18
080	36	-	960	275	31	294	100	tr	-	16	16	20
081	30	-	700	285	59	702	112	tr	-	92	43	42
082	21	-	1060	302	32	447	94	10	-	23	32	29
083	100	-	175	458	25	651	79	18	tr	35	65	15
084	10	-	105	184	110	576	75	tr	-	70	55	15
085	45	-	2300	421	11	200	87	tr	-	40	400	1000
086	50	-	2300	422	19	282	76	tr	-	31	70	220
092	210	-	4032	426	14	391	72	20	-	30	90	200
093	80	-	2400	467	7	268	44	12	tr	22	40	10
087	tr	-	144	302	tr	185	80	tr	tr	48	55	35
088	30	-	97	343	7	166	58	tr	tr	37	40	10
089	-	-	545	407	21	251	70	10	-	30	85	20
090	100	-	675	422	13	260	57	9	tr	19	45	10
091	35	-	282	322	10	278	63	tr	tr	45	60	20
094	210	-	962	175	94	159	324	5	-	24	130	50
095	140	-	419	109	214	1560	291	tr	-	14	165	15
096	45	-	-	71	540	229	102	tr	-	15	75	15
097	100	-	358	61	153	602	267	tr	-	17	105	22
098	65	-	214	109	tr	-	52	tr	6	18	250	85
099	25	-	150	214	12	207	68	tr	-	29	-	45
103	80	-	325	257	275	228	81	tr	-	53	455	1095
105	50	-	310	294	tr	127	62	5	-	40	tr	-
106	30	-	218	276	26	214	81	9	-	30	60	25
107	65	-	206	243	57	413	88	9	-	38	75	60
109	30	20	282	342	13	537	60	6	-	35	515	730
100	250	70	350	329	12	tr	73	6	-	46	520	100
102	45	-	261	405	11	108	65	18	-	18	25	60
104	30	-	84	270	31	224	90	8	-	29	105	70
108	35	-	122	195	98	1300	98	4	-	22	25	35
110	80	-	331	247	126	605	102	tr	-	31	50	15
111	55	-	240	317	89	450	76	tr	-	38	50	15
112	25	-	642	187	199	779	126	tr	-	34	40	15
113	185	-	1650	193	150	716	134	tr	-	18	30	25
114	60	-	446	165	143	643	163	tr	-	23	75	55
115	74	-	634	218	146	544	133	8	-	42	25	20
116	65	-	490	161	154	624	137	tr	-	24	60	60
117	70	-	490	180	191	644	151	tr	-	28	25	25
118	55	-	294	254	tr	153	73	20	-	13	90	300
119	145	55	490	138	11	144	56	11	-	15	26	20
101	tr	-	95	298	25	139	37	18	-	92	tr	60
120	15	-	145	243	13	196	53	tr	-	31	25	tr
121	110	-	662	203	196	649	136	tr	-	10	105	10
122	55	-	660	162	180	787	187	6	-	13	190	25
145	10	-	215	393	19	212	93	tr	tr	14	70	15
123	30	15	622	290	64	314	125	26	tr	10	25	40
125	25	50	3250	409	tr	351	99	143	17	67	340	750
126	25	-	2600	106	10	168	104	10	3320	58	150	60
127	-	-	-	495	tr	326	119	112	-	-	-	-
128	-	-	-	370	tr	282	-	17000	113	-	-	-
129	-	-	-	569	tr	348	94	145	tr	-	-	-
130	120	-	3750	480	9	353	109	106	31	3	70	10
131	70	-	4900	660	12	316	118	161	tr	25	60	12
132	155	-	1170	810	10	338	49	176	tr	3	80	20
133	25	-	3380	185	tr	178	93	77	264	25	540	3900
134	40	-	300	424	13	173	86	60	tr	10	70	15
135	30	-	206	392	15	224	111	tr	-	57	27	35
136	15	-	141	620	36	319	34	43	tr	90	35	15



Probe	G	Petr.	m	d	F	A	Akzess.	L	M	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
069	2	04	2	3	2	1	-----	15,3	92,6	73,1	0,60	14,4	0,97	0,01	0,09	0,40	4,00	5,12	0,02
070	2	04	2	3	2	1	-----	15,6	94,6	74,7	0,06	13,0	1,22	0,01	0,08	0,38	3,41	5,12	0,02
071	2	04	2	3	2	1	Fl.Cass.Mus.-----	15,1	95,8	74,2	0,07	13,2	1,78	0,01	0,09	0,48	3,30	4,76	0,03
072	2	04	2	3	2	1	-----	15,1	95,9	74,7	0,06	13,7	1,22	0,01	0,06	0,64	2,32	4,70	0,03
073	2	04	2	3	2	1	-----	15,3	95,8	74,4	0,04	13,6	0,99	0,02	0,05	0,33	3,57	4,79	0,02
074	2	04	2	3	2	1	-----	15,3	95,8	74,9	0,04	13,5	1,19	0,01	0,06	0,47	2,76	4,74	0,03
075	2	04	2	3	1	1	-----	14,9	94,6	72,9	0,09	13,1	1,50	0,02	0,10	0,63	3,82	4,85	0,07
076	2	04	2	3	1	1	-----	15,4	93,3	74,2	0,08	13,5	1,44	0,01	0,12	0,38	3,50	4,98	0,02
077	2	04	2	3	2	1	-----	14,8	95,2	73,8	0,04	13,8	1,04	0,01	0,06	0,62	3,50	4,55	0,04
078	2	04	2	2	1	1	-----	14,8	99,8	72,9	0,05	14,4	1,01	0,01	0,03	0,63	4,00	4,76	0,03
079	2	04	2	3	2	1	-----	14,6	91,7	72,5	0,12	13,7	1,80	0,02	0,19	0,81	3,02	4,74	0,05
080	2	04	2	3	1	1	-----	14,8	94,8	73,2	0,06	12,7	1,25	0,01	0,08	0,67	3,82	4,70	0,04
081	2	04	2	3	1	2	Mus.-----	14,9	84,6	72,4	0,12	14,9	1,51	0,01	0,32	0,43	3,41	4,92	0,03
082	2	04	2	3	1	2	Fl.Mus.-----	15,3	94,1	75,9	0,08	13,3	1,64	0,03	0,12	0,38	3,00	4,62	0,03
083	3	02	3	4	1	2	Mus.-----	15,4	94,8	74,6	0,04	13,0	0,95	0,05	0,06	0,41	3,44	4,94	tr
084	3	02	1	6	1	1	Mus.-----	16,1	99,9	75,3	tr	12,7	0,46	tr	tr	0,34	2,77	5,60	0,02
085	3	02	1	4	2	1	Mus.-----	14,9	94,7	74,5	0,03	12,4	0,92	0,08	0,16	0,48	4,58	4,49	0,02
086	3	02	1	4	2	1	Mus.-----	15,1	93,4	75,1	0,03	12,7	0,98	0,08	0,08	0,60	4,04	4,59	0,03
092	3	02	1	2	1	2	Fl.Mus.-----	14,9	91,6	74,8	0,04	13,1	1,23	0,10	0,13	0,72	3,50	4,62	0,04
093	3	02	1	3	2	2	Mus.-----	15,7	98,9	77,0	tr	13,0	0,79	0,04	0,01	0,56	3,03	5,00	0,03
087	3	04	1	4	2	1	-----	15,1	98,9	74,7	0,06	13,7	0,76	0,02	0,01	0,46	4,18	4,65	0,02
088	3	04	1	4	1	1	-----	14,7	94,9	74,3	tr	13,5	0,80	0,05	0,05	0,38	4,25	4,10	0,02
089	3	04	1	4	1	1	-----	15,1	96,0	74,9	tr	13,1	0,48	0,04	0,04	0,04	0,52	4,64	0,01
090	3	04	1	3	1	1	-----	15,0	89,3	74,9	0,03	13,7	0,72	0,04	0,10	0,80	3,50	4,76	0,02
091	3	04	1	2	1	2	-----	15,2	92,6	74,7	tr	13,8	0,87	0,01	0,08	0,36	2,90	4,64	tr
094	3	13	3	4	2	1	-----	1,8	63,2	48,2	1,43	16,5	9,22	0,21	6,23	5,96	3,10	2,76	0,62
095	3	13	3	5	1	1	-----	7,0	66,4	56,6	1,38	16,4	8,94	0,10	5,24	1,54	3,23	2,95	0,24
096	3	13	3	5	1	1	-----	3,0	62,4	56,0	1,17	16,3	8,22	0,12	5,74	4,76	1,62	1,33	0,49
097	3	13	3	5	1	1	-----	3,4	62,4	55,0	1,37	16,2	9,01	0,17	6,29	4,70	2,36	2,42	0,08
098	4	00	1	3	1	2	Mus.-----	-	-	-	-	-	-	0,01	0,07	-	-	-	tr
099	4	03	1	3	1	1	-----	-	-	-	-	-	-	0,01	0,08	-	-	-	tr
103	4	02	2	3	1	1	Mus.-----	15,4	97,3	74,3	0,06	14,0	1,58	0,03	0,05	0,64	4,18	5,16	0,04
105	4	02	2	3	1	1	Mus.-----	15,3	97,8	74,2	0,01	13,1	1,13	0,04	0,03	0,44	4,04	4,93	0,03
106	4	02	2	3	1	2	Mus.-----	15,1	79,5	71,0	0,03	13,6	0,57	0,01	0,17	0,30	3,17	5,22	0,01
107	4	02	2	3	1	2	Mus.-----	14,9	92,4	73,4	0,07	13,4	1,57	0,04	0,15	0,67	4,11	4,84	0,33
109	4	02	2	4	1	2	Mus.-----	15,4	95,0	74,1	0,01	13,5	1,48	0,02	0,09	0,28	3,71	5,00	0,01
100	4	02	1	3	1	2	Mus.-----	16,9	71,0	74,3	0,03	13,6	0,59	0,07	0,28	0,16	2,14	6,73	tr
102	4	04	1	5	1	1	-----	14,5	90,2	74,0	0,02	13,6	0,95	0,03	0,12	0,37	4,85	3,99	0,03
104	4	04	2	3	1	2	Mus.-----	15,4	97,5	73,6	0,06	13,2	1,35	0,03	0,04	0,33	3,91	4,96	0,02
108	4	04	2	3	1	2	-----	14,5	93,4	73,5	0,06	13,7	1,73	0,04	0,13	0,52	4,17	4,83	0,04
110	4	04	3	3	1	1	-----	13,6	89,2	72,2	0,06	12,4	2,07	0,04	0,29	1,62	3,17	4,46	0,51
111	4	04	3	3	1	1	-----	15,8	87,7	74,9	0,09	12,7	1,29	0,03	0,21	0,71	3,10	5,72	0,04
112	4	04	3	3	1	1	-----	15,1	40,0	74,9	0,07	11,9	0,93	0,02	1,62	0,53	2,83	5,72	0,22
113	4	05	2	3	1	1	-----	11,2	80,2	66,5	0,34	15,4	3,49	0,03	1,00	2,40	3,77	3,84	0,20
114	4	05	3	3	1	1	-----	10,2	76,9	66,4	0,48	15,6	4,01	0,05	1,40	3,49	3,21	3,80	0,26
115	4	05	3	3	1	1	-----	11,9	80,1	68,5	0,36	15,3	3,19	0,05	0,92	2,32	3,50	4,20	0,19
116	4	05	3	3	1	1	-----	9,8	78,1	65,9	0,48	15,8	4,16	0,06	1,35	3,55	3,71	3,54	0,29
117	4	05	3	3	1	1	-----	10,1	78,4	65,9	0,55	15,7	4,29	0,06	1,37	3,43	3,37	3,71	0,30
118	4	07	1	2	2	2	-----	-	-	-	-	-	-	tr	0,15	-	-	-	tr
119	4	07	1	1	2	2	-----	-	-	-	-	-	-	0,01	0,17	-	-	-	0,01
101	4	08	1	3	1	2	Mus.-----	16,1	99,2	74,3	0,03	13,7	0,79	0,02	0,07	0,30	3,30	5,73	0,03
120	4	08	1	4	1	1	-----	16,3	94,1	77,0	0,08	11,4	0,41	tr	0,03	0,21	3,50	5,42	0,02
121	4	11	3	3	1	1	-----	5,0	69,3	62,8	0,62	13,9	6,22	0,19	3,19	6,48	2,97	2,11	0,21
122	4	11	3	3	1	1	-----	6,4	69,3	58,7	0,75	15,9	5,83	0,10	2,99	5,39	2,43	3,55	0,29
145	5	01	2	4	1	2	Mus.-----	15,7	91,2	75,9	0,04	12,8	0,44	0,02	0,05	0,53	3,37	5,12	0,01
123	5	01	1	3	1	2	Mus.-----	13,9	81,8	75,6	0,10	14,8	1,51	0,05	0,39	0,17	2,50	3,03	0,01
125	5	01	1	3	2	2	Fl.Cal.Cass.Sul.-	14,6	86,8	73,9	0,06	13,1	2,08	0,07	0,19	0,65	1,14	3,42	0,04
126	5	01	1	3	2	2	Fl.Cal.Mus.Cass.Mol15,7	72,6		83,4	0,12	7,0	0,57	0,01	0,25	0,63	1,41	3,35	0,04
127	5	01	1	4	1	2	-----	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
128	5	01	1	3	1	2	Mus.Cass.Mo-----	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
129	5	01	1	3	2	2	-----	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
130	5	01	1	3	1	2	Fl.Mus.-----	17,2	96,5	78,1	0,07	10,1	3,07	0,20	0,13	0,64	0,13	6,65	0,05
131	5	01	1	3	1	2	-----	15,3	82,8	75,9	0,05	11,8	1,20	0,04	0,29	0,45	3,37	4,80	0,06
132	5	01	1	3	1	2	Fl.Mus.-----	14,9	98,7	68,2	0,04	16,2	3,91	0,18	0,06	1,16	0,27	6,14	0,19
133	5	01	1	4	1	2	Fl.Mus.Cal.Cass.Mol14,6	92,4		86,7	0,07	5,1	1,46	0,03	0,14	0,88	1,35	2,16	0,27
134	5	01	1	1	3	2	-----	14,8	93,1	75,9	0,05	13,8	0,93	0,04	0,08	0,22	2,50	4,64	tr
135	5	02	1	4	1	2	Mus.-----	15,7	37,7	76,9	0,06	12,9	0,37	0,01	0,71	0,22	3,57	5,06	0,01
136	5	02	1	4	1	2	Mus.-----	16,4	96,6	73,6	0,05	13,1	0,47	0,02	0,05	0,46	2,43	6,38	0,01

Probe	G	Petr.	m	d	F	A	Akzess.	L	M	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
124	5	00	1	3	2	2	Fl. Mus. Sulf. ----	15,9	90,8	73,6	0,07	11,8	1,37	0,07	0,16	0,46	0,74	4,56	0,03
137	5	00	1	4	1	2	-----	17,1	73,2	75,7	0,07	13,7	0,40	0,02	0,17	0,29	0,20	6,75	tr
138	5	00	2	3	2	2	Sulf. -----	16,0	82,5	74,6	0,14	12,5	0,61	0,01	0,15	0,24	3,10	5,58	0,03
139	5	03	1	2	1	1	-----	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02
140	5	03	1	4	1	1	-----	17,3	95,7	73,8	0,08	12,8	0,38	0,01	0,02	0,48	2,22	7,47	0,01
141	5	03	2	2	1	1	-----	15,5	95,7	75,9	0,07	13,3	1,34	0,04	0,07	0,80	3,71	5,11	0,05
142	5	03	2	3	1	1	-----	15,3	92,1	74,9	0,06	13,0	1,11	0,03	0,11	0,87	3,17	5,20	0,04
144	5	03	2	3	1	2	-----	14,5	95,2	79,1	0,09	10,2	1,73	0,07	0,10	0,56	2,70	3,19	0,02
146	5	03	2	4	1	2	-----	15,8	88,7	75,6	0,05	12,7	0,34	0,01	0,05	0,45	3,03	5,24	0,01
147	5	04	1	4	1	2	-----	15,9	92,4	77,0	0,06	12,2	0,84	0,01	0,08	0,22	2,76	4,92	0,01
148	5	04	2	3	2	1	Mus. -----	15,3	97,0	74,8	0,06	13,7	1,12	0,03	0,04	0,42	3,71	4,81	0,03
149	5	04	2	3	2	1	Mus. -----	15,0	93,6	74,0	0,08	12,5	1,39	0,04	0,11	0,63	3,84	4,79	0,03
150	5	04	2	2	2	1	-----	15,1	94,3	78,3	0,08	13,1	1,29	0,02	0,09	0,77	4,38	4,90	0,05
151	5	04	2	3	2	1	-----	15,6	94,8	75,7	0,08	12,8	1,26	0,02	0,08	0,33	4,20	4,93	0,34
152	5	04	2	3	1	1	-----	15,2	82,1	73,5	0,07	12,3	1,15	0,03	0,29	0,88	3,71	4,84	0,06
153	5	04	2	2	1	1	-----	15,0	94,6	74,7	0,05	12,9	1,50	0,05	0,10	0,84	3,50	4,82	0,04
154	5	04	2	4	2	1	-----	14,6	88,8	74,8	0,05	11,0	0,75	0,01	0,11	0,31	4,86	3,87	0,01
155	5	04	2	3	1	1	-----	15,1	95,6	74,7	0,04	13,5	0,75	0,03	0,04	0,57	3,37	4,64	0,03
157	5	04	2	3	2	1	-----	14,5	95,7	74,5	0,07	13,2	1,55	0,06	0,08	0,90	4,31	4,29	0,03
158	5	04	2	2	1	1	-----	15,2	95,9	74,1	0,07	13,0	1,41	0,04	0,07	0,85	4,25	5,00	0,50
159	5	04	2	3	2	1	-----	15,3	92,6	74,7	0,06	13,4	0,97	0,04	0,09	0,36	2,97	4,76	0,01
160	5	04	2	3	1	1	-----	14,2	94,3	70,6	0,06	11,4	1,15	0,04	0,08	0,56	3,36	4,46	0,03
161	5	04	2	3	1	1	-----	14,8	83,1	74,8	0,02	12,7	1,02	0,04	0,24	0,95	3,71	4,82	0,04
162	5	04	2	2	1	2	Fl. Cal. Mus. ----	14,8	93,0	73,5	0,11	12,7	1,50	0,04	0,13	1,00	3,91	4,96	0,08
163	5	04	2	2	1	2	Mus. -----	16,0	84,9	75,8	0,04	12,6	0,68	0,06	0,14	0,17	4,04	5,28	0,05
164	5	04	2	2	2	1	Fl. Mus. -----	15,1	93,9	73,3	0,09	13,1	1,59	0,05	0,12	0,64	4,25	4,60	0,05
165	5	04	2	2	1	1	-----	14,7	94,0	74,5	0,01	13,0	1,50	0,04	0,11	0,74	3,98	4,39	0,04
166	5	04	2	2	2	2	-----	14,7	96,7	72,9	0,10	13,9	1,50	0,04	0,06	0,80	3,91	4,77	0,05
167	5	04	2	2	2	1	-----	14,0	93,1	72,7	0,15	13,3	1,87	0,05	0,16	1,03	4,18	4,65	0,08
168	5	04	2	3	2	1	-----	15,1	92,4	74,1	0,27	13,2	1,37	0,04	0,13	0,81	5,53	5,05	0,07
169	5	04	2	2	2	2	Mus. -----	14,9	93,6	72,2	0,10	14,0	1,90	0,03	0,15	0,83	3,23	5,25	tr
143	5	05	2	2	2	2	-----	11,7	99,2	68,0	0,42	16,4	5,25	0,05	0,05	2,48	1,68	3,68	0,03
156	5	05	2	3	1	1	-----	12,9	97,4	69,3	0,46	13,9	3,86	0,06	0,12	2,35	2,56	4,64	0,04
170	5	08	1	4	1	1	-----	14,9	96,2	73,5	0,05	13,6	0,88	0,03	0,04	0,51	4,18	4,61	0,03
171	5	08	1	4	1	1	-----	10,9	81,2	58,8	0,69	19,9	7,91	0,19	2,12	1,31	3,37	4,74	0,09
172	5	13	3	5	1	1	-----	10,5	50,9	59,9	0,07	16,5	5,10	0,54	5,70	0,68	1,15	6,08	0,40
175	1	Hornfels					-----			58,6	0,70	16,5	4,49	0,08	2,50	3,84	1,41	6,25	0,34
176	1	"					-----			57,7	0,73	16,6	4,83	0,06	1,14	1,38	2,43	7,23	0,07
177	1	"					-----			63,1	0,45	17,7	2,92	0,08	1,19	4,20	2,56	4,34	0,06
178	1	"					-----			55,6	0,29	12,8	12,6	0,06	1,80	7,55	0,74	4,03	0,53
179	1	"					-----			63,1	0,71	12,3	5,58	0,06	1,91	1,87	1,08	3,97	0,35
180	4	01	1	4	1	1	-----	14,2	94,6	72,0	0,21	14,0	5,75	tr	0,38	0,15	0,74	4,07	0,01
181	4	01	1	4	1	1	-----	14,4	92,0	72,4	0,13	14,9	4,29	tr	0,43	0,31	0,15	4,40	0,01
182	4	01	1	4	1	1	-----	14,4	91,1	72,7	0,03	14,8	4,22	0,01	0,48	0,29	0,15	4,34	0,01

Probe	Li	B	F	Rb	Sr	Ba	Zr	Sn	Mo	Pb	Zn	Cu
124	40	-	838	344	34	173	116	6	-	82	3000	200
137	40	-	261	410	9	239	73	6	tr	17	25	20
138	tr	15	189	325	37	350	143	5	tr	19	tr	55
139	-	-	-	83	31	258	62	13	-	-	-	-
140	20	-	396	413	34	328	94	tr	tr	22	40	17
141	65	-	781	315	23	156	98	tr	tr	28	tr	25
142	35	-	559	340	39	304	98	tr	-	22	120	15
144	30	-	250	366	13	251	132	tr	-	9	65	20
146	10	-	294	357	22	241	82	tr	-	21	25	15
147	tr	-	240	307	17	202	102	17	-	20	-	45
148	75	-	306	401	12	173	90	9	-	29	tr	35
149	110	-	806	361	20	198	104	tr	-	40	150	130
150	25	-	730	303	26	255	106	tr	-	-	tr	40
151	tr	-	86	314	25	195	112	tr	tr	37	75	500
152	95	-	586	408	35	353	109	10	tr	24	60	10
153	100	-	702	378	25	273	99	8	6	25	110	25
154	15	-	344	107	119	193	63	tr	tr	9	50	20
155	65	-	1430	387	11	205	89	tr	102	22	40	15
157	30	-	871	255	18	-	-	tr	-	35	tr	25
158	70	-	744	311	25	198	103	6	-	28	tr	30
159	20	-	222	372	10	243	90	5	tr	22	35	tr
160	70	-	576	373	21	-	97	tr	tr	37	55	15
161	80	-	1250	314	37	270	77	5	tr	31	90	25
162	tr	-	1080	299	43	258	116	tr	tr	31	125	725
163	40	-	1105	351	37	292	109	11	tr	65	40	373
164	25	-	598	341	35	270	108	tr	-	35	tr	25
165	100	-	300	291	35	287	117	tr	-	75	75	120
166	45	-	944	316	37	362	109	tr	-	28	25	55
167	40	-	170	314	57	352	127	tr	-	30	25	25
168	tr	-	214	319	44	268	113	tr	-	46	110	95
169	tr	-	331	471	15	136	97	10	-	24	tr	35
143	70	-	481	350	17	258	90	tr	-	13	120	30
156	55	-	1640	242	35	307	64	tr	16	17	60	15
170	40	-	172	343	13	159	109	tr	-	37	25	35
171	275	-	1910	329	76	784	134	tr	tr	30	30	tr
172	250	-	396	103	605	753	110	7	tr	6	80	15
175	100	-	650	353	230	1290	151	tr	-	30	530	5400
176	80	-	250	205	70	1040	246	tr	-	14	60	40
177	65	-	250	202	82	1170	254	5	-	34	120	15
178	95	-	586	175	180	870	95	tr	-	3	65	65
179	95	-	480	198	279	806	135	86	-	18	35	40
180	tr	-	260	173	11	930	190	105	tr	28	25	185
181	20	-	294	231	13	1000	215	99	tr	107	30	50
182	30	-	240	244	11	1022	194	108	tr	750	55	95

Probe	G	Petr.	Qz	Alk.Fsp.	Plag.	Bio.	Mus.
11	1	04	36,0	51,4	8,3	4,3	-
14	1	04	28,6	36,7	29,7	4,4	-
17	1	04	43,3	33,8	20,8	2,5	0,05
18	1	04	22,8	43,2	33,1	0,8	-
19	1	04	40,0	31,5	27,5	1,0	-
27	1	04	23,2	44,5	28,7	3,6	-
30	1	05	27,0	31,0	34,0	7,0	-
31	1	06	23,0	13,0	57,2	6,7	-
45	1	12	22,1	3,0	53,9	21,0	-
51	1	12	28,3	1,3	47,0	22,7	-
71	2	04	43,0	34,1	20,5	2,4	-
81	2	04	43,3	34,0	20,1	2,6	-
83	3	04	42,5	32,6	20,0	2,0	2,9
86	3	04	42,0	31,8	20,8	2,2	3,2
106	4	02	37,0	40,0	19,5	2,3	1,2
109	4	02	38,8	38,0	20,2	2,0	1,0
113	4	05	26,7	29,3	32,2	11,8	-
116	4	05	25,5	21,9	34,4	18,2	-
117	4	05	26,7	29,3	32,2	11,8	-
141	5	03	12,6	67,9	17,0	2,3	-
149	5	04	40,4	38,9	16,8	3,6	0,2
158	5	04	20,0	46,8	28,8	4,2	0,2
162	5	04	31,4	46,6	17,5	1,3	3,2
163a	5	04	52,6	27,3	15,9	3,9	0,2
163b	5	04	14,5	53,2	21,5	7,7	3,0
164	5	04	44,1	28,9	18,9	6,5	0,4

Tab. 31: Modalbestand der Granitoide in Vol.-%.

Tab. 31: Modal composition of the granitoids in vol.-%.

Probe	G	Petr.	M	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Rb	Sn
3	1	03	-	6,3	-	196	100
6	1	04	-	4,0	-	541	135
8	1	04	-	3,2	-	905	324
11	1	04	79,5	9,4	31,3	287	60
12	1	04	87,9	4,9	30,6	334	58
13	1	04	84,9	7,4	35,9	57	87
14	1	04	-	6,1	-	675	52
17	1	04	-	2,0	33,7	491	128
18	1	04	90,4	4,6	37,2	79	138
25	1	05	73,0	11,2	26,0	90	27
27	1	05	93,6	2,5	32,3	355	96
30	1	05	80,5	7,6	26,9	196	63
31	1	05	89,1	5,3	37,4	319	124
45	1	11	62,0	14,4	20,2	237	13
48	1	12	76,1	10,0	27,6	156	39
51	1	12	74,1	10,4	25,5	904	20
64	2	04	-	1,8	-	805	72
70	2	04	-	3,0	-	403	54
75	2	04	91,3	3,2	-	942	49
86	3	02	95,0	1,9	-	1039	218
108	4	04	91,1	3,9	34,9	169	62
113	4	05	68,2	13,3	24,6	395	35
116	4	05	72,7	10,9	25,1	705	44
117	4	05	63,7	13,9	21,0	563	32
141	5	03	90,1	4,3	33,8	1623	27
149	5	04	92,3	3,1	32,1	909	73
150	5	04	92,2	2,8	29,0	929	154
156	5	05	-	3,1	-	760	125
158	5	04	93,7	2,3	29,5	1523	168
163	5	04	89,9	4,3	33,4	599	68
164	5	04	89,5	4,6	34,2	475	43
167	5	04	-	9,4	-	670	115

Tab. 32: Chemische Zusammensetzung der Biotite. M: Mafitischer Index des Biotites.

Tab. 32: Chemical Composition of biotites. M: Mafic index of biotite.

Probe	Granit	Proben= typ	Sn (ppm) RFA	Sn (ppm) IRFA
A 1	5	a	52	tr
A 2	5	f	3900	4200
A 3	5	f	4020	3750
A 4	5	a	1780	1300
A 5	1	a	tr	tr
A 6	5	a	9	tr
A 7	5	a	83	tr
A 8	5	f	1720	1880
A 9	5	f	3760	3980
A 10	5	f	8200	9500
A 11	5	a	9	tr
A 12	5	f	tr	tr
A 13	5	f	13	tr
A 14	5	a	121	tr
A 15	5	a	tr	tr
A 16	5	f	1920	2200
A 17	5	f	2360	2120
A 18	5	f	2220	1810
A 19	5	f	2030	2000
A 20	5	a	11	tr
A 21	5	a	48	tr
A 22	5	a	112	tr
A 23	5	a	17	tr
A 24	5	a	5	tr
A 25	5	a	5	tr
A 26	5	a	5	tr
A 27	5	a	24	tr
A 28	5	a	10	tr
A 29	5	a	tr	tr
A 30	5	a	tr	tr
A 31	5	f	tr	tr
A 32	5	f	5	tr
A 33	5	a	5	tr
A 34	1	a	tr	tr
A 35	5	a	tr	tr
A 36	5	a	tr	tr
A 37	1	a	33	tr
A 38	1	a	tr	tr
A 39	1	a	tr	tr
A 40	1	a	tr	tr
A 41	1	a	5	tr
A 42	1	a	tr	tr
A 43	1	a	tr	tr
A 44	1	a	tr	tr
A 45	1	a	tr	tr
A 46	1	a	tr	tr
A 47	1	a	7	tr
A 48	1	a	tr	tr
A 49	1	a	tr	tr
A 50	1	a	6	tr

Tab. 33: Zinngehalte in Flußsedimenten (a) und Flotationsabgängen.

Tab. 33: Tin contents of alluvial samples (a) and ore dressing material (f).

Probe	Petrographie	Sn (ppm)
20	Kieselschiefer, hell -----	tr
19	" " -----	tr
21	" , schwarz -----	tr
23	" " -----	tr
24	" " -----	tr
A7a/74	" " -----	tr
22	Blastomylonit, kieselig -----	tr
IV-4/74	" , mit Diopsid und Epidot -----	tr
84/74	Kalksilikatfels -----	tr
38	ZnS-FeS-Diopsid-Skarn -----	1100
85/74	Kalksilikatfels -----	tr
11	Diabas -----	tr
12	Diabas, kontaktmetamorph -----	tr
Aa-1	Tonschiefer -----	tr
S.M.-33	Metaquarzporphyr -----	8
Aa-2	As-Cu-Fe-Erz -----	1370
Aa-16	" -----	3400
Aa-20	" -----	19
39	" -----	tr
Aa-18	Quarz-Chlorit-Gangbrekzie -----	tr

Tab. 34: Zinngehalte der paläozoischen Metagesteine N des Sarrabus-Granites bei Muravera. Probennummern nach BISTE (1975).

Tab. 34: Tin content of palaeozoic rocks N of the Sarrabus-Granite near Muravera. Sample numbers according to BISTE (1975).

Eigen- schaft j	Population	Relative Häufigkeit (%)					Rangfolge					Rel.Häuf.(%)		Rangfolge		
		G 1-5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	02	03,04	02	03,04
F	b: <436 ppm	41	74	50	36	92	52						73	34		
	b+a:	46	26	50	27	8	44	4	3	1	5	2	0	54	1	2
	a: >1415 ppm	13	-	-	37	-	4						27	12		
Rb	b: <236 ppm	3	16	5	9	23	3						7	1		
	b+a:	53	81	95	18	54	43	4	5	1	3	2	33	47	1	2
	a: >326 ppm	44	3	-	73	23	54						60	52		
Li	b: <48 ppm	85	95	95	50	54	65						43	93		
	a+b:	7	-	1	10	23	14	4	5	1	2	3	21	4	1	2
	a: >72 ppm	8	1	-	40	23	21						36	3		
Sr	b: >56 ppm	18	18	95	10	46	7						14	18		
	a+b:	71	48	5	45	23	80	3	5	1	2	4	50	70	1	2
	a: <12 ppm	16	14	-	45	31	13						36	12		
Ba	b: >513 ppm	11	14	5	18	31	-						36	10		
	a+b:	49	67	80	37	15	43	4	5	3	2	1	36	72	1	2
	a: <262 ppm	40	19	15	45	54	57						28	18		
Zr	b: >103 ppm	15	62	25	-	8	45						7	16		
	a+b:	70	38	75	73	84	52	5	4	1	2	3	71	71	1	2
	a: <61 ppm	15	-	-	27	8	3						22	13		
Zn	b: <32 ppm	37	53	70	-	23	39						14	42		
	a+b:	58	41	30	91	54	57	3	5	2	1	4	57	58	1	2
	a: >135 ppm	5	6	-	9	23	4						29	-		
Cu	b: <64 ppm	40	74	100	80	69	77						57	33		
	b+a:	58	10	-	-	15	6	4	5	1	3	2	-	62	1	2
	a: >98 ppm	12	16	-	20	16	17						43	5		
Pb	b: <29 ppm	35	70	90	10	31	54						-	41		
	a+b:	57	25	-	90	69	39	3	1	5	4	2	86	52	1	2
	a: >70 ppm	8	5	10	-	-	7						14	7		
Sn	b: <9,4 ppm	80	95	95	64	82	80						71	81		
	a+b:	12	-	5	18	9	10	4	5	1	3	2	8	13	1	2
	a: >13 ppm	8	5	-	18	9	10						21	6		
K/Rb	b: >129	64	86	95	18	75	33						28	70		
	a+b:	16	14	5	-	17	33	4	5	1	3	2	14	16	1	2
	a: <107	20	-	-	82	8	33						58	14		
Ba/Rb	b: >2,880	4	-	-	9	15	4						14	3		
	a+b:	64	81	100	27	54	25	4	5	2	3	1	36	78	1	2
	a: <0,794	32	19	-	64	31	71						50	29		
F/Li	b: ≤1,81	97	100	95	91	92	100	4	3	1	2	4	86	100	1	2
	a:	3	-	5	9	8	-						14	-		
Rb/Sr	b: <11,00	55	81	90	9	61	33						21	62		
	a+b:	39	14	10	54	23	60	4	5	1	2	3	58	35	1	2
	a: >34,60	6	5	-	37	16	7						21	3		
Lix10 <sup>3</sup> K	b: <0,426	12	71	40	-	-	10						7	14		
	a+b:	75	24	55	64	85	70	5	4	1	3	2	64	77	1	2
	a: >1,999	13	5	5	36	15	20						29	9		
Ba/Sr	b: <6,61	16	9	10	9	46	11						14	16		
	a+b:	76	86	80	27	46	86	4	5	1	2	3	57	80	1	2
	a: >20,20	8	5	-	64	8	3						39	4		
Mg/Li	b: >15,40	57	95	85	9	38	60						36	62		
	a+b:	16	-	10	36	38	10	4	5	1	3	2	14	17	1	2
	a: <7,76	27	5	5	55	24	40						50	12		

Tab. 35: Relative Häufigkeit (in Rel.-%) und Rangfolge anomaler Werte ersten (a) und zweiten (b) Grades der Eigenschaften j 1-17: Leukogranit 02, 03 und 04 aller Massive zusammen (G 1-5), innerhalb der einzelnen Massive G und der Leukogranitischen Varietäten 02 bzw.03 und 04.

Tab. 35: Abundance (in rel.-%) and rank of anomalous values of the first (a) and second degree (a+b) of the properties j 1-17: leucogranite 02, 03 and 04 of all Massifs (G 1-5), within the individual massifs G and the Leucogranitic varieties 02 respectively 03 and 04.

Erläuterungen zu Tafel 1:

Fig.1: Monzogranit mit zonargebautem Plagioklas (saussuritisiert), neben Biotit und Quarz.  
Bildhöhe 4 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.2: Monzogranit, zwei Generationen von Plagioklas (1, 2) von Kalifeldspat umwachsen.  
Bildhöhe 4 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.3: Monzogranit, porphyrisch mit Hornblende neben zersetztem Plagioklas.  
Bildhöhe 5 mm.

Fig.4: Porphyrischer Leukogranit.  
Bildhöhe 2 mm, gekreuzte Nicols.

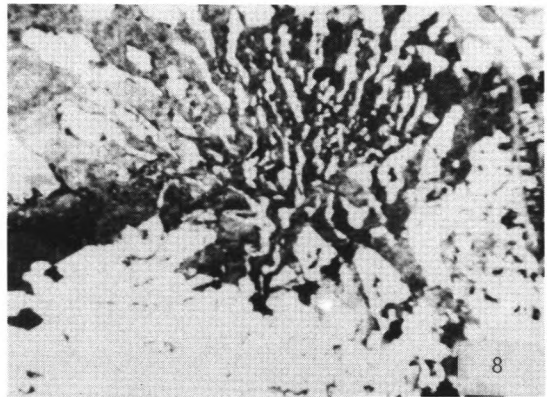
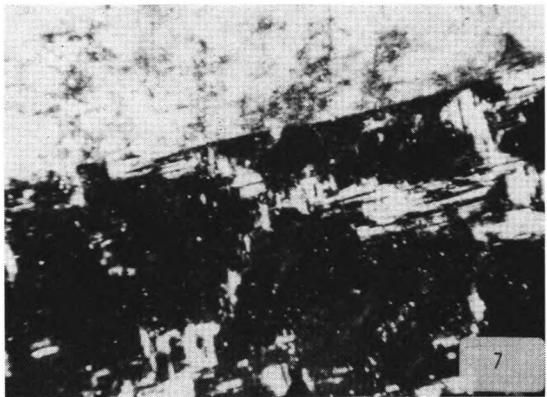
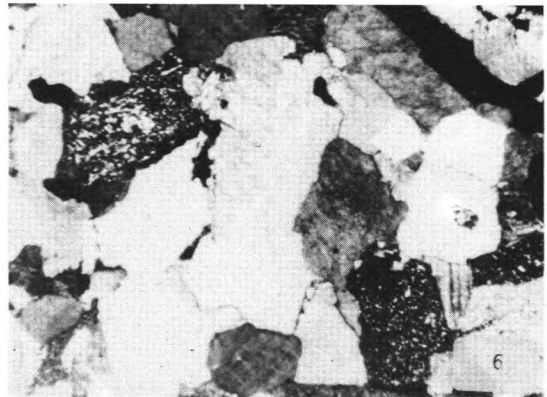
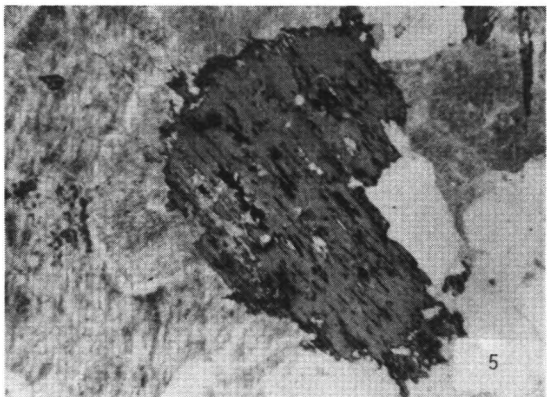
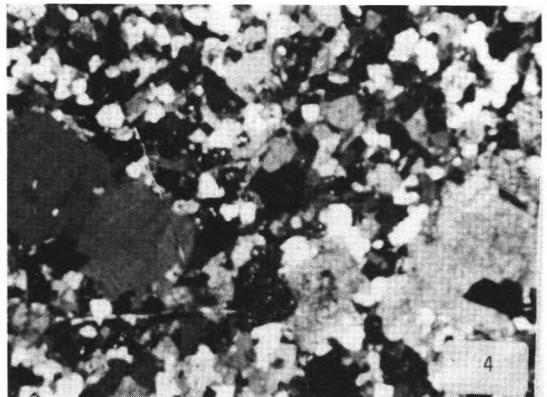
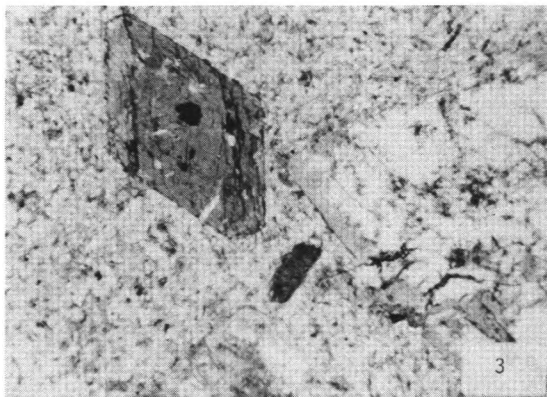
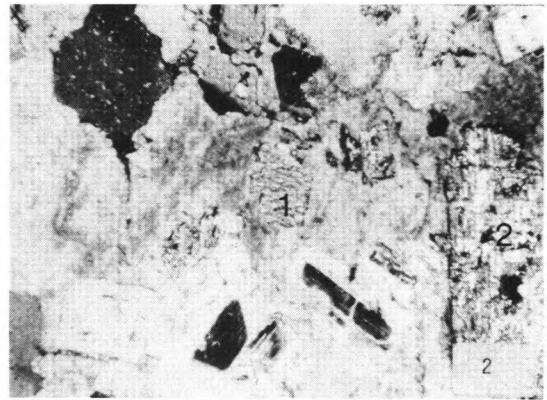
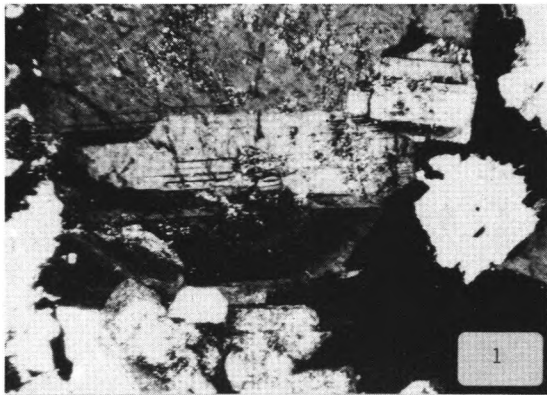
Fig.5: Leukogranit, Biotit total in Chlorit umgewandelt, von Kalifeldspat umgeben.  
Bildhöhe 4 mm.

Fig.6: Hypidiomorpher Leukogranit, Plagioklas serizitisiert.  
Bildhöhe 3,5 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.7: Albitisierter Orthoklas (Karlbadener Zwilling), Leukogranit.  
Bildhöhe 0,1 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.8: Schriftgranit.  
Bildhöhe, 1,5 mm, gekreuzte Nicols.





Erläuterungen zu Tafel 2:

Fig.1: Kalifeldspat (1) verdrängt Plagioklas (2) in Leukogranit.  
Bildhöhe 0,1 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.2: Endonagnetischer Muskowit in Zweiglimmergranit.  
Bildhöhe, 2,5 mm

Fig.3: Myrmikit- und Albitbildung auf Intergranularen zwischen Kalifeldspat (1), Quarz (2) und Plagioklas (3).  
Bildhöhe 0,1 mm, gekreuzte Nicols.

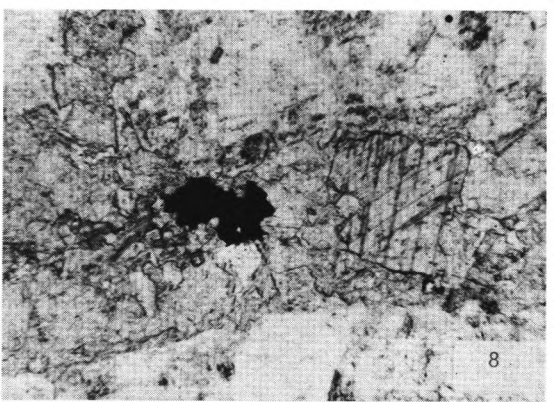
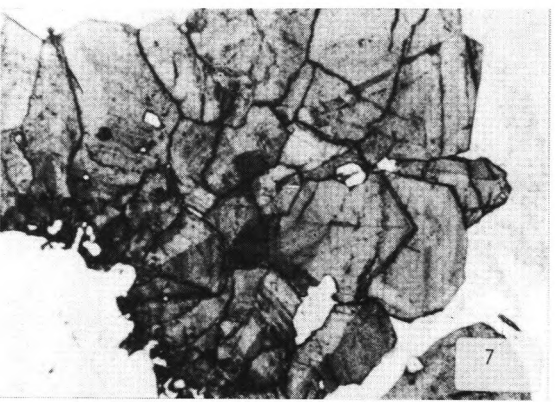
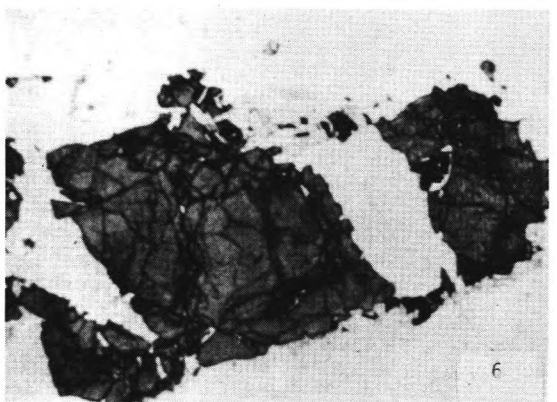
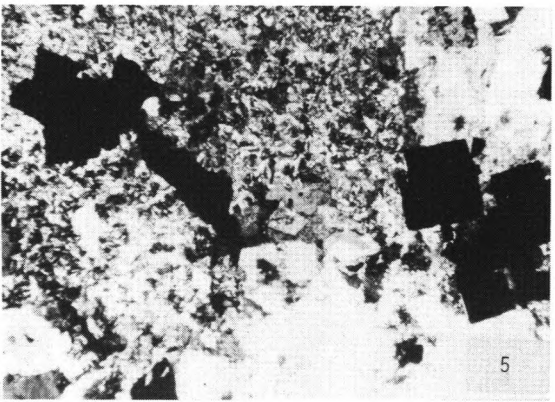
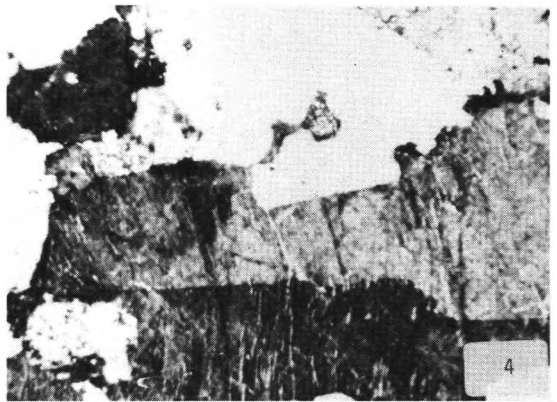
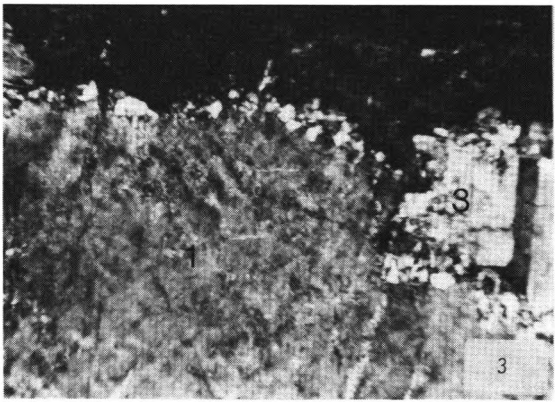
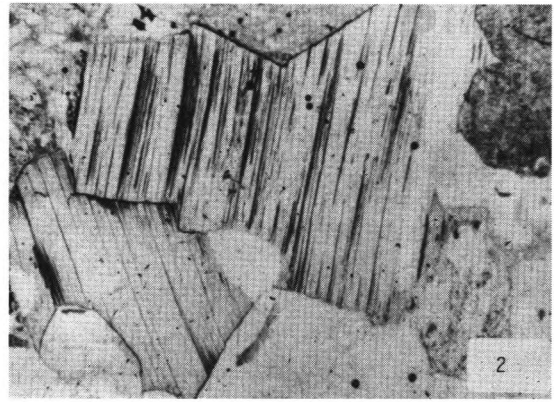
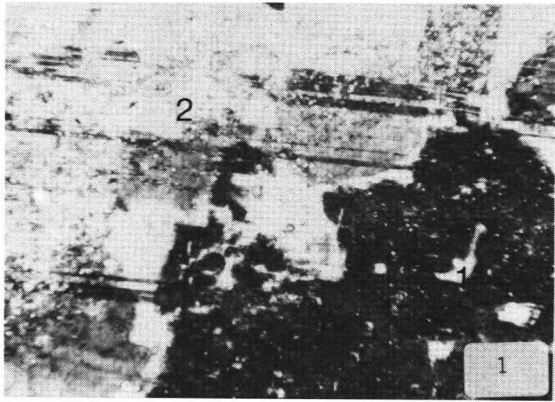
Fig.4: Stark zersetzter Leukogranit, Kalifeldspat stark kaolinisiert.  
Bildhöhe 2 mm.

Fig.5: Quarz-Muskowit-Greisen mit Pyrit. San-Vito-Granit  
Bildhöhe 1,5 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.6: Quarz-Cassiterit-Greisen. Monte-Linas-Granit.  
Bildhöhe 1,5 mm, gekreuzte Nicols.

Fig.7: Zonar gebauter Cassiterit mit Visierzwillingen. Monte-Linas-Granit.  
Bildhöhe 2,5 mm.

Fig.8: Hydrothermal zersetzter Granit; Fluorit, Calcit und Erz auf feinen Haarrissen. Sarrabus-Granit.  
Bildhöhe 2 mm.





## BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin — Technische Universität Berlin — Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

### Reihe B

**Heft 1: Joachim Steinbeck**, Modellseismische Untersuchungen von Rayleighwellen unter besonderer Berücksichtigung einer Deckschicht von variabler Mächtigkeit. 128 S., 58 Abb., 1965. DM 25,—.

**Heft 2: Peter Giese**, Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,—.

**Heft 3: Joachim Meyer**, Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,—.

**Heft 4: Kurt Bram**, Zum Aufbau der Kruste und des oberen Mantels im Bereich des westlichen Grabens des ostafrikanischen Grabensystems und im östlichen Zaire-Becken. Ergebnisse einer Untersuchung der Raumwellen von Nah-Erdbeben. 65 S., 32 Abb., 1975. DM 25,—.

**Heft 5: Detlef Damaske**, Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,—.

**Heft 6: Michael Leppin**, Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,—.

**Heft 7: Hussein El-Ali**, Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,—.

**Hefte 1–6:** Vormalis „Geophysikalische Abhandlungen“ des Instituts für Geophysikalische Wissenschaften der FU Berlin

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57

## BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin – Technische Universität Berlin – Technische Fachhochschule Berlin

Bisher sind erschienen:

### Reihe A

**Band 3 / Horst Grotjohann:** Die Korrelation von Geochemie und Faziesdifferenzierung im erzhöflichen Muschelkalk (Mitteltrias) der Ostalpen. 70 S., 34 Abb., 5 Taf., 10 Tab., 1978.

**Friedrich F. Helmdach:** Nichtmarine Ostrakoden aus der spanischen Oberkreide. 8 S., 5 Abb., 1 Tafel, 1978. DM 23,—.

**Band 4 / Christian Preller:** Trend- und Spektralanalysen von Grundwasserstandsganglinien und klimatologischen Reihen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in drei Gebieten von Berlin (West). 84 S., 27 Abb., 22 Taf., 3 Tab., 1978. DM 19,—.

**Band 5 / Mohamed Alwashe:** Luftbild- und Satellitenbild-Interpretation des lithologischen und tektonischen Baus im Nördlichen Tibesti-Gebirge (Ehi Méché und Tirenno), Tschad. 110 S., 26 Abb., 31 Taf., 22 Tab., 8 Kart., 1978. DM 38,—.

**Band 6 / Nigem Yusuf:** Mikropaläontologische und geochemische Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Roten Meer. 77 S., 23 Abb., 9 Tab., 1978. DM 19,—.

**Band 7 / Heiner Krieger:** Hydrogeologische Untersuchungen zur Grundwasserneubildung in der Bitburger Mulde (Kylltal). 109 S., 31 Abb., 16 Tab., 1 Kart., 1978. DM 24,—.

**Band 8 / Werner Schwarzahns:** Otolithen aus dem Unter-Pliozän von Südsizilien und der Toscana. 52 S., 4 Abb., 13 Taf., 1978.

**Thomas Schlüter und Werner Schwarzahns:** Eine Bonebed-Lagerstätte aus dem Wealden Süd-Tunesiens (Umgebung Ksar Krerachfa). 14 S., 8 Abb., 3 Taf., 1978. DM 24,—.

**Band 9 / Thomas Schlüter:** Zur Systematik und Palökologie harzkonservierter Arthropoda einer Taphozönose aus dem Cenomanium von NW-Frankreich. 150 S., 99 Abb., 13 Taf., 1978. DM 35,—.

**Band 10 / Hans-Joachim Bauer:** Der Münsterländer Kiessandzug, Geologie, Hydrologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft. 136 S., 90 Abb., 25 Tab., 1979. DM 28,—.

**Band 11 / Peter Arndt:** Zinngehalte in Schwermineralien aus thailändischen Zinnseifen (Beiträge zur Prospektionsmethodik und wirtschaftsgeologischen Analyse von Zinnseifen). 96 S., 11 Abb., 5 Taf., 39 Tab., 1979. DM 24,—.

**Band 12 / Emanuel Pluhar:** Die Geochemie von Monaziten und ihre Anwendung bei der Prospektion von Zinnerzen. 59 S., 14 Abb., 5 Taf., 19 Tab., 1979. DM 19,—.

**Band 13 / Antonios Papakonstantinou:** Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raum der Ptolemais-Senke und des westlichen Vermiongebirges in Griechisch-Mazedonien. 79 S., 37 Abb., 15 Tab., 5 Anl., 1979. DM 26,—.

**Band 14 / Bernd Lehmann:** Schichtgebundene Sn-Lagerstätten in der Cordillera Real/Bolivien. 135 S., 70 Abb., 20 Tab., 6 Taf., 1 Kart., 1979. DM 30,—.

**Band 15 / René Prissang und Wolfdietrich Skala (eds.):** Beiträge zur Geomathematik. 126 S., 1979. DM 28,—.

**Band 16 / Dieter Plöthner:** Hydrogeologie des Buntsandsteins im östlichen Rhön-Vorland (Sulz-Tal, N-Bayern) – Geologie, Hydrochemie, Wasserhaushalt, Aquifer-Kennziffern. 139 S., 50 Abb., 27 Tab., 8 Taf., 1979. DM 30,—.

**Band 17 / Bernd Meißner:** Untersuchungen zur Bruchtektonik in der Zentralägäis. 122 S., 44 Abb., 3 Taf., 7 Kart., 1979.

**Ursula Ripke:** Karte der Zentral- und Südägäis – Bruchtektonik –. 21 S., 7 Tab., 8 Taf., 1979. DM 35,—.

**Band 18 / Michael Biste:** Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die Zinn-Höflichkeit herzynischer Granite in Süd-Sardinien. 107 S., 49 Abb., 35 Tab., 2 Taf., 1979. DM 24,—.

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57