
BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A/Band 73

Axel Richter

Geologie der metamorphen und magmatischen
Gesteine im Gebiet zwischen Gebel Uweinat und
Gebel Kamil, SW-Ägypten/NW-Sudan



Berlin 1986

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. Ch. Kuhnert (FU), Dr. G. Pöhlmann (TFH)

Dr. E. Schrank (TU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich

ISBN 3-496-00330-8

© 1986 by DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Berliner geowiss. Abh.	(A)	73	201 S.	42 Abb., 49 Tab., 2 Taf., 3 Kart.	Berlin 1986
------------------------	-----	----	--------	-----------------------------------	-------------

Axel Richter

Geologie der metamorphen und magmatischen
Gesteine im Gebiet zwischen Gebel Uweinat und
Gebel Kamil, SW-Ägypten/NW-Sudan



1986

Verlag von Dietrich Reimer in Berlin

Gedruckt mit Zuschüssen der Fachbereiche Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin
Druck: G. Weinert, Offsetdruckerei, Friedrichstraße 224, Berlin 61

**GEOLOGIE DER METAMORPHEN UND MAGMATISCHEN GESTEINE IM GEBIET ZWISCHEN
GEBEL UWEINAT UND GEBEL KAMIL,
SW-ÄGYPTEN/ NW-SUDAN***

von

Axel Richter **

ZUSAMMENFASSUNG

Eine geologische Kartierung der ägyptischen und sudanesischen Teile der "Gebel Uweinat Grundgebirgsschwelle" wurde mit Hilfe von Satellitenbildern durchgeführt. Dabei wurde nach einer ersten visuellen Vorinterpretation der Bilder eine Feldkontrolle angeschlossen, der eine abschließende Bildinterpretation folgte. LANDSATRBV-Bilder und MSS-Farbkompositenbilder in Maßstäben zwischen 1 : 250 000 bis 1 : 100 000 wurden zu diesem Zweck herangezogen. In der erstellten Karte werden Lithologie und Strukturelemente ausgewiesen.

Das Gebel Uweinat Grundgebirge ist das älteste in NE-Afrika bekannte. Sm/Nd-Modellalter zeigen eine Krustendifferentiation zwischen 3200 - 3000 Ma (HARRIS et al., 1964). Entsprechend dem lithologischen Charakter sowie dem vorherrschenden Grad der Metamorphose wurde eine dreigliedrige Gesteinsunterteilung vorgenommen. Vom Liegenden zum Hangenden sind das: die **Granoblastit-Formation**, die **Anatexit-Formation** und die **Metasedimentäre Formation**.

Die Granoblastit-Formation besteht überwiegend aus Quarz-Feldspat-Gneisen mit deutlich zurücktretenden basischen und ultrabasischen Metamorphiten, sowie wenigen Einschaltungen metasedimentärer Gneise. Letztere nehmen im Verbreitungsgebiet der Anatexit-Formation sichtlich zu, doch sind hier Migmatite dominant, die als anatektische Granulite angesehen werden. Es wird angenommen, daß beide Formationen auf einen isotropen Bildungsakt der Kruste zurückgehen, die im Anschluß daran gemeinsam, vor etwa 2900 Ma, einer hochgradigen Metamorphose in Granulit-Fazies unterzogen wurden, die Granoblastit-Formation unter HP - HT- und die Anatexit-Formation unter LP - HT-Bedingungen.

Die Metasedimentäre Formation stellt eine niedriggradig bis mittelgradig metamorphe sedimentäre Abfolge dar, aufgebaut aus psammitischen bis semipelitischen Gneisen und Schiefern. Konkordante Einschaltungen eines bimodalen basaltisch-rhyolithischen Magmatismus werden als ursächlich für die beobachteten Einschaltungen von gebänderten Eisenquarziten (BIF) des algomischen Typs angesehen. Aufgrund der Abfolge und der Lithologie wird vorgeschlagen, den Abiagerungsraum mit einem sich entwickelndem Intrakontinentalen Rift unter abschließender Ausbildung einer Grabenstruktur zu erklären.

Die Granoblastit-Formation und die Metasedimentäre Formation unterlagen um 2640 Ma einer retrograden

* Dissertation an der Freien Universität Berlin

** Anschrift des Verfassers: Institut für Angewandte Geologie, Fernerkundung, FU-Berlin

Maltesserstr. 74 - 100 D-Berlin 46

bzw. prograden Thermometamorphose in Almandin-Amphibolit-Fazies, die jedoch in der Folgezeit von einer niedriggradigen tekto-thermalen Regional metamorphose überprägt wurde.

Die Intrusivgesteine des Arbeitsgebietes wurden nach makroskopischen und mikroskopischen Gesichtspunkten in vier Hauptgruppen untergliedert: graugrüne Granitoide (gg), rote Granite s. str. (gr) > porphyrische Granitoide (gp) und die Syenite des Gebel Kissu (rc). Es scheint jedoch, daß insbesondere die verschiedenen Typen innerhalb der Gruppe der roten Granite s.s. nicht durchweg kogenetisch sind. Eine Isotopenalterbestimmung liegt nur für die porphyrischen Granitoide vor. Sie zeigt die Intrusion eines alkalischen Magmas um 431 ± 31 Ma an (SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE, 1984). Foliation und Intrusionsrelationen legen für die Mehrzahl der roten Granite s.s. und der graugrünen Granitoide ein präkambrisches Minimalalter nahe, während die Syenite des Gebel Kissu aufgrund petrographischer Verwandtschaft mit dem etwa 45 Ma (KLERKX & DEUTSCH, 1977) alten Gebel Uweinat-R1ngkomplex korreliert wird.

Die Extrusivgesteine der Gebel Uweinat-Schwelle, durch kleinere Kegel und Ringstrukturen vertreten, sind sehr variabel, doch können zwei Hauptgruppen unterschieden werden: Olivin-Basalte einerseits, Trachyte, Trachy-Phonolithe und Phonolithe andererseits. In geringer Anzahl sind auch Rhyolithe, Rhyodade und Quarz-Latite vertreten.

Neben den petrographischen Studien wurden geochemische Analysen an ausgewählten Vertretern der magmatischen Abfolge, der Anatexit-Formation und der Granoblastit-Formation vorgenommen. Zur Klassifizierung der Gesteine ist das auf acht Hauptelementen basierende R1,R2-Diagramm benutzt worden, wie es DE LA ROCHE et al. (1980) vorschlugen. Demnach zeigen die Gesteine des Grundgebirges eine Variationsbreite der Zusammensetzung von trondhjemitisch bis granitisch, während die Mehrzahl der Extrusiva gemeinsam mit den Syeniten des Gebel Kissu einem alkalischen Magmendifferenziationstrend folgen. Aufgrund der geringen Datendichte innerhalb der abgegrenzten Intrusivgesteinsgruppen ist für diese Gruppen im einzelnen kein solcher Trend offensichtlich, doch sind die porphyrischen Granitoide und die graugrünen Granitoide kalk-alkalin, während die roten Granite s.s. eine eher alkaline Charakteristik zeigen. Um die Gesteinsbeziehungen auf Basis eines breiteren geochemischen Spektrums zu erfassen, wurden die analysierten Spurenelemente unter Anwendung multivariater statistischer Techniken wie Hauptkomponenten- und Cluster-Analyse einbezogen. Zur Umgehung des bei geochemischen Analysedaten immanenten mathematischen Problems des geschlossenen Datenraumes ist ein Vorschlag von AITCHISON (1984a) berücksichtigt und vor Beginn der statistischen Datenbehandlung eine In-Ratio Transformation vorgenommen worden. Eine alle Gesteinsgruppen umfassenden Bearbeitung der Analysedaten wurde eine gesteinstypuspezifische statistische Auswertung nachgestellt.

Auf Basis der Hauptelemente allein ist eine Unterscheidung zwischen den Metamorphiten und den Magmatiten, aber auch innerhalb der beiden Gruppen, aufgrund geochemischer Überschneidungen nur unzureichend möglich. Zieht man jedoch zusätzlich die Spurenelemente hinzu, so wird hierbei ein deutlicher Fortschritt erzielt. Bei Einbeziehung einer Reihe von Spurenelementen sind Granoblastite und Anatexite fast vollständig trennbar. Wie die Hauptkomponentenladungen, sind hierfür im wesentlichen Rb, Th, U, Ba und Sr verantwortlich.

Trotz des gemeinsamen alkalischen Magmendifferenziationstrends der Eruptivgesteine lassen vorliegende Isotopenalter erkennen, daß sie zu zwei Zyklen während des Phanerozoikums gehören.

Die Hauptfaltung der Gebel Uweinat-Region fand während des frühen bis mittleren Proterozoikums statt, gleichzeitig mit oder unmittelbar gefolgt von einer Anatexis (1784 ± 63 Ma). Die charakteristische sigmoidale Verbiegung der Faltenstränge ist bedingt durch eine rechtssinnige Rotation von Krustentellblöcken (Mini-Platten) zu einem späten Stadium dieses tekto-thermalen Ereignisses. Das Bruchgefüge zeigt eine deutliche Betonung der NE-SW-Richtungen.

In einer abschließenden Diskussion wird ein Vorschlag zur Krustenentwicklung dieses sehr alten, kleinen Blocks kontinentaler Kruste in NE-Afrika vorgestellt.

SUMMARY

Geological mapping of the Egyptian and Sudanese parts of the "Gebel Uweinat basement uplift"¹ has been carried out by aid of preliminary visual satellite Interpretation, subsequent fieldwork and a final revision of Interpretation. LANDSAT-RBV images and MSS color-composites at scales between 1 : 250 000 to 1 : 100 000 have been applied for this purpose. Lithology as well as structural features are shown in the resulting maps.

The Gebel Uweinat basement represents the oldest one known in NE-Africa. Sm/Nd-model ages gave a crustal differentiation of 3200 - 3000 Ma (HARRIS et al., 1984). By the lithological character of the rock assemblages as well as by the predominant grade of metamorphism the area can be subdivided into three units# from base to top: **Granoblastite Formation, Anatexite Formation, Metasedimentary Formation.**

The Granoblastite Formation is mainly built up of quartzofeldspathic gneisses, minor metamorphic basics and ultrabasic rocks with less frequent intercalations of supracrustals. Within the Anatexite Formation the frequency of supracrustals increases. However, the formation is dominated by migmatites which are assumed to represent anatectic granulites. It is inferred that both formations were generated by an isotropic act of crustal growth and subsequently affected by high grade metamorphism of granulite facies of HP-HT for the Granoblastite Formation and of LP-HT for the Anatexite Formation at about 2900 Ma before present.

The Metasedimentary Formation represents a low- to medium-grade supracrustal sequence, mainly consisting of psammitic and semipelitic gneisses and schists. Concordant intercalations of bimodal basaltic to rhyolitic magmatites are believed to be the source of observed layered iron quartzites (BIF) of algonic type. It is suggested by assemblage and lithology that the depositional environment is best explained by a developing intracontinental rift, terminated by a graben structure.

The Granoblastite Formation and the Metasedimentary Formation were affected by retrograde and prograde almandine-amphibolite-facies thermometamorphism, respectively, about 2640 Ma ago, and subsequently overprinted by low grade tectono-thermal regional metamorphism.

Intrusive rocks of the study area have been subdivided according to macroscopic and microscopic features into four principal groups, e.g. grey-green granitoids (gg), red granites s.s. (gr), porphyritic granitoids (gp) and syenites of Gebel Kissu (rc), although different representatives within the red granites s.s. especially do not seem to be cogenetic, isotopic age data are available for porphyritic granitoids only, indicating intrusion of an ensialic magma 431 +/- 33 Ma (SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE, 1984) ago. Foliation and intrusive relations indicate at least Precambrian age for the majority of the red granite s.s. and the grey-green granitoids, while the syenites of the Gebel Kissu are correlated by petrologic evidence with the approx. 45 Ma old (KLERKX & DEUTSCH, 1977) Gebel Uweinat ring-complex. Extrusive rocks of the Gebel Uweinat uplift, present as small cones and ring-structures, are variable in composition, but two principal groups may be distinguished: olivine-basalts on one hand and trachytes, trachy-phonolites to phonolites on the other hand. Rhyolites, rhyodacites and quartz-latites are present in minor amounts.

In addition to petrographical studies geochemical analyses of a selection of rocks from the igneous suite, Anatexite Formation and Granoblastite Formation# were performed. For rock Classification the R1,R2-diagram based on eight major elements is applied# as proposed by DE LA ROCHE et al. (1980). Accordingly# basement rocks reveal a compositional range from trondhjemite to granite, while the majority of extrusives together with the syenites of the Gebel Kissu follows an alkaline magmatic differentiation trend. Due to low data density no trend is observable for the various groups of intrusives; however# the porphyritic granitoids and the grey-green granitoids are calc-alkaline# whereas the red granites s.s. shows more alkaline characteristics. In order to establish rock relations by a wider geochemical spectrum, analyzed trace elements were studied by application of multivariate Statistical techniques like principal component and cluster analyses. In order to circumvent mathematical problems immanent in compositional data due to closure of data space, AITCHISON's (1984a) proposal was followed and a ln-ratio transformation was ex-

cuted before proceeding with Statistical treatment. For comparison purposes, no separate analyses were performed at first for various rock groups but applied at a later stage.

Due to geochemical similarity, distinction between metamorphic and igneous rocks as well as in between these groups is unsatisfactory on the base of major elements alone. However, if trace elements are considered as well, gneissic granulites and anatexites could be separated nearly completely. As principal component loadings reveal, most significant elements in this case are Rb, Th, U, Ba and Sr.

Although extrusives resemble an alkaline magmatic differentiation trend, isotopic evidence of these rocks indicate two magmatic cycles during Phanerozoic times.

Main folding phase of the Gebel Uweinat region contemporaneous with or immediately followed by anatexis (1784 +/- 63 Ma) took place during the Early to Mid-Proterozoic. Characteristic sigmoidal bending of folds is caused by clockwise rotations of crustal blocks (mineral plates) at a later stage of this intracratonal tectono-thermal event. The fracture pattern favors a NE-SW trend.

In a final discussion, a proposal for a crustal evolution path for this ancient small block of Continental crust in NE-Africa is offered.

RÉSUMÉ

Un plan géologique des parties égyptiennes et soudanaises de l'enflement du socle cristallin du Gebel Uweinat a été produit par l'aide de photos satellites. Une première interprétation visuelle des images jointe à un contrôle de terrain et une interprétation d'images ont permis de reconnaître des failles. Des images Landsat TM et MSS de composition colorée à l'échelle entre 1 : 250 000 et 1 : 100 000 ont été utilisées dans ce but. La lithologie et les schémas de structure sont montrés par la carte géologique.

Le socle cristallin du Gebel Uweinat est le plus vieux que l'on connaisse au NE de l'Afrique. Les données Sm/Nd montrent une différenciation de croûte de 3200-3000 Ma (HARRIS et al., 1984). D'après le caractère lithologique de l'assemblage de la pierre ainsi que par le grade dominant de métamorphose le terrain peut être divisé en trois secteurs, de haut en bas: la **Formation Granoblastique**, la **Formation Anatexite** et la **Formation Métasédimentaire**.

La Formation Granoblastique est principalement formée d'un gneiss quartz-feldspathique avec un recullement remarquable de métamorphose basique et ultrabasique, ainsi qu'un faible intercalement de gneiss métasédimentaire. Avec ces données de la Formation Anatexite la séquence de la zone d'extension qu'ici le migmatite domine, celui-ci est interprété comme granulite anatectique. On pense que ces deux formations sont basées sur une construction isotope de la croûte et ont atteint un haut pourcentage de métamorphose en granulite-facies, il y a environ 2900 Ma. Cette métamorphose a été stable sous des conditions HP-HT pour la Formation Granoblastique et sous des conditions LP-HT pour la Formation Anatexite.

La Formation Métasédimentaire montre une succession métamorphique sédimentaire de faible grade, voir de grade moyen, construite de gneiss et de schistes psammitiques et semipélicites. Une intercalation concordante de magmatisme bimodal basaltique-rhyolitique est comprise comme source d'observation de groupement de quartzites de fer (BIF) de type algomique. Grâce à l'assemblage et la lithologie le lieu de dépôt est plus facilement explicable avec un rifting intercontinental développé, terminé par une structure de graben.

Il y a environ 2640 Ma les Formations Granoblastiques et Métasédimentaires furent affectées respectivement par des thermo-métamorphoses rétrogrades et progrades en amphibolite-amphibolite-facies qui par la suite ont été superposées par une métamorphose régionale tectono-thermale de faible grade.

Les roches intrusives de la région d'étude furent divisées suivant les aspects macroscopiques et microscopiques en quatre groupes principaux: Granitoides gris-vert (gg), granites rouges s.s. (gr), granites porphyriques (gp) et seynite du Gebel Kissu (rc). On remarque particulièrement à l'intérieur des

différents granites rouges qu'ils ne sont pas totalement géochronologiques. Les dates de l'âge isotopique sont seulement possibles pour les granites porphyritiques, elles montrent une intrusion de magmaensialique de 431±33 Ma (SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE, 1984). La foliation et les relations d'intrusion montre au moins un âge précambrien pour et les granites rouges s.s. et les granitoides gris-verts alors que les syénites du Gebel Kissu sont corréolés par des évidences pétrologiques au Gebel Uweinat-ringcomplex datant au minimum de 45 Ma (KLERKX & DEUTSCH, 1977).

Les roches extrusives de l'effluent du Gebel Uweinat présentent comme petits cônes et comme ring-structures sont variables mais deux principaux groupes peuvent être identifiés: Les olivines-basaltes d'un côté et les trachytes, les trachy-phonolites et phonolites d'un autre. Des rhyolites, des rhyodactes et des quartz-latites sont également présents mais ceci en faible quantité.

En plus des études pétrographiques des analyses géochimiques de sélection de roche de la suite magmatique, de la formation anatexite et granoblastite ont été faites. Pour la Classification des roches le diagramme R1,R2, basé sur huit éléments majeurs, a été utilisé comme le propose DE LA ROCHE et al. (1980). D'après ce diagramme, les roches du socle cristallin révèlent une Variante de composition du trondhémite jusqu'au granite, alors que la majorité des extrusives prises ensemble avec les syénites du Gebel Kissu suivent une ligne de différenciation magmatique alcaline. Étant donné la faible densité des dates une ligne n'est pas observable pour les différents groupes d'intrusives; malgré cela les granitoides porphyriques et les granitoides gris-verts sont des calcaires alcalins, alors que les granites rouges s.s. montrent une caractéristique alcaline. Pour établir une relation de roche sur la base d'un large spectre géochimique, des éléments de traces ont été intégrés par l'application des techniques statistiques multivariantes comme composants principaux et comme analyse cluster. Pour éviter les problèmes mathématiques du paysage fermé des dates immanentes des dates analysées géochimiquement, la proposition de AITCHISON (1984a) prise en compte et une transformation ln-ratio des dates fut exécutée avant le début du traitement statistique. Une analyse séparée des différents groupes de roches n'a pas été faite à ce moment IS mais a été rattrapée plus tard.

Due aux éléments principaux une différenciation entre les roches métamorphiques et les roches magmatiques ainsi qu'à l'intérieur de ces deux groupes, n'est pas assez satisfaisante et ceci à cause des superpositions géochimiques. Si on ajoute en plus les éléments de trace un progrès visible est obtenu. Si ceux-ci sont considérés les granoblastites gneissiques et les anatexites sont presque entièrement séparables. La responsabilité de la séparation est principalement celle des éléments Rb, Th, U, Ba et Sr, montrés par la charge des composants principaux.

Malgré la ligne de différenciation de magma alcalin des roches éruptives des évidences de l'âge isotopique laissent voir que les roches appartiennent à deux cycles magmatiques pendant l'ère phanérozoïques.

La déformation principale de la région du Gebel Uweinat se fit au début de l'ère protérozoïque, en même temps ou alors directement suivie par une anatexis. Une déformation sigmoïdale caractéristique du faisceau de plis a été provoquée par une rotation suivant les aiguilles d'une montre de parties de croûte (mini-plaques) à un stade retardé de cet événement tecto-thermal. Le dessin de la fracture montre un maximum dans la direction NE-SW.

Dans une discussion finale une proposition pour le développement de ce petit bloc ancestral de la croûte continentale de l'Afrique de NE sera présentée.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin durchgeführt. Sie konnte sich darüber hinaus auf FU-Forschungseinrichtungen am Institut für Allgemeine Geologie und Institut für Mineralogie stützen.

Für die Vergabe der Arbeit# die Überlassung eines großen Teils des Probenmaterials# die großzügige Bereitstellung von Arbeitsmaterial# sowie seine umfassende Geduld während der gesamten Zeit bin ich Herrn Prof. Dr. F.K. List# Leiter der Arbeitsgruppe "Fernerkundung der Erde" am Institut für Angewandte Geologie# sehr verbunden.

Herrn Prof. Dr. L.J.G. Schermerhorn am Institut für Mineralogie sei mein Dank ausgedrückt für die Genehmigung zur Herstellung des geochemischen Analysematerials am Institut für Mineralogie und die Durchführung des größten Teils der Analytik.

Für die technische Bearbeitung und den Druck der farbigen geologischen Karte bin ich Herren Dr. B. Meissner und Frau U. Ripke am Institut für Kartographie der Technischen Fachhochschule Berlin sehr verpflichtet.

Für weiterführende Diskussionen und mancherlei Hilfestellungen bin ich den Kollegen Dr. R. Tehrani# Dipl. Math. Frau V. Pawlowsky# cand. geol. A. Weigelt sowie Herrn Prof. Dr. G. Franz dankbar. Auch die technische Unterstützung von Frau A. Schwenger und Herrn Ch. Munier darf nicht unerwähnt bleiben. Durch ihre Hilfe wurde Zeit für andere notwendige Tätigkeiten frei.

Meinen besonderen Dank aber möchte ich Herrn Dr. H. Schandelmeier versichern# der mir Anfang 1980 während eines gemeinsamen#unvergesslichen Erlebnisses zum Freund wurde. Er begleitete mich im Februar 1980# als wir zu Beginn der ersten geplanten Geländetour für diese Arbeit auf sudanesischem Hoheitsgebiet von libyscher Miliz unter dem Vorwand der Spionage zusammen mit zwei ägyptischen LKW-Fahrern und unserer gesamten#später verloren gegangenen Ausrüstung# festgenommen und über die Oase Ayn Dua und Kufra nach Tripoli verschleppt wurden. Erst nach längerer Zeit konnte dieser aberwitzige Vorwurf seitens des Auswärtigen Amtes und der projektleitenden Professoren Klitzsch (TU-Berlin) und List aus der Welt geschafft werden. Nach 4 1/2 Monaten der Haft wurden die Kollegen Schandelmeier und die später an gleicher Stelle festgenommenen Dr. B. Meissner# Dr. U. Thorweihe# Prof. Dr. P. Pachur# H.W. Linke und ich zurück nach Deutschland ausgeflogen# ohne alles bis dato zusammengestellte Arbeitsmaterial. Dieser unangenehme Zwischenfall verzögerte die zeitliche Abwicklung der Arbeit erheblich und hatte außerdem zur Folge# daß bei den darauffolgenden Geländetouren der Jahre 1981 und 1982 die der libyschen Grenze nahegelegenen Bereiche des Arbeitsgebietes per Auflage seitens der Deutschen Forschungsgemeinschaft nicht mehr besucht werden durften. In diesen Bereichen wurde auf älteres Probematerial# das von Herrn Prof. List in den Jahren 1977 und 1979 gesammelt wurde# zurückgegriffen.

Weiteres Probenmaterial aus der näheren Umgebung des Gebel Uweinat erhielt ich von Dr. Klerkx vom "Musée Royal de l'Afrique Centrale"# Tervuren/Belgien# dem mein ausdrücklicher Dank versichert sei.

Finanziell wurde diese Arbeit aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Normalverfahren und innerhalb des SFB69 über lange Jahre hin abgesichert# der dafür mein Dank gilt»

"Last but not least" bin ich meiner Frau Krystyna herzlichst verbunden für ihr ausdauerndes# von mir teilweise sehr strapaziertes Verständnis während der Zeit der Anfertigung dieser Arbeit# aber auch wegen ihrer Hilfe bei der Schreibearbeit.

1.	EINFÜHRUNG	9
1.1	Ziel der Arbeit	9
1.2	Geographische Lage und Landschaftsformen des Arbeitsgebietes	9
1.3	Arbeitsmethodik	10
1.4	Möglichkeiten und Grenzen der Auswertung von LANDSAT-B11ddaten Im Grundgebirge	12
2.	GEOLOGISCHE SITUATION	18
2.1	Geologischer Rahmen	18
2.2	Erforschungsgeschichte	20
2.3	Bisheriger Kenntnisstand	20
3.	PETROGRAPHIE	22
3.1	Definitionen zur benutzten Terminologie	22
3.2	Metamorphite	25
3.2.1	Granoblastit-Formation	25
3.2.2	Anatexit-Formation	29
3.2.3	Metasedimentäre Formation	38
3.3	Metamorphe Oberprägung	45
3.3.1	Granoblastit-Formation	45
3.3.2	Anatexit-Formation	51
3.3.3	Metasedimentäre Formation	58
3.4	Magmatite	60
3.4.1	Plutonite	60
3.4.2	Hypabyssale Gesteine	66
3.4.3	Vulkanite	68
4.	GEOCHEMIE	70
4.1	Geochemisch bearbeiteter Datensatz	70
4.2	Probenaufbereitung und Analysetechnik	71
4.3	Methodik der numerischen Auswertung	72
4.3.1	C.I.P.W.-Normminerale und NIGGLI-Werte	72
4.3.2	Nomenklatur und Klassifizierung auf Basis des R1,R2-Diagramms	73
4.3.3	Ln-Ratio Transformation und Test auf Normalverteilung	74
4.3.4	Hauptkomponenten-Analyse	76
4.3.5	Gruppierung (Klassifizierung) mit der Cluster-Analyse	78
4.4	Ergebnisse der geochemischen Auswertung	83
4.4.1	Nomenklatur und Gruppierung nach dem R1#R2-Diagramm.	83
4.4.2	Verteilung und Korrelation der Variablen	86
4.4.3	Die Hauptkomponenten und Ihre petrologische Deutung	93
4.4.4	Gruppierung nach dem Cluster-Verfahren	101

4.4.4	Gruppierung nach dem Ciuster-Verfahren	101
4.4.5	Die verschiedenen Gesteinsgruppen und ihre spezifischen geochemischen Charakteristika	124
5.	STRUKTURGEOLOGIE	135
5.1	Strukturen im Arbeitsgebiet	135
5.2	Bruchtektonik	140
5.3	Bruchtektonik und Magmatismus	145
6.	GEOCHRONOLOGIE	146
6.1	Radiometrische Altersdaten für das Grundgebirge	146
6.2	Radiometrische Altersdaten für die Magmatite	148
7.	SYNTHESE, SCHLUSSFOLGERUNGEN UND DISKUSSION	150
7.1	Archaikum II	150
7.2	Archaikum III	154
7.3	Proterozoikum I - II	158
7.4	Proterozoikum III - IV	162
7.5	Phanerozoikum	163
7.6	Nachwort	164
8.	LITERATURVERZEICHNIS	165
9.	ANHANG	170
10.	KARTENBEILAGEN	

1. EINFÜHRUNG

Es gibt auf unserer Erde kaum noch eine Region« deren geologischer Aufbau nicht wenigstens in großem Rahmen bekannt ist. Detaillierte Informationen sind jedoch auch noch heute für viele Gebiete der Erde unzureichend vorhanden. Zu diesen unzulänglich geologisch erforschten Bereichen gehört die Zentralsahara, der das Arbeitsgebiet angehört. Aufgrund der abweisenden klimatischen Verhältnisse und der Weite des Raumes bedurfte es in der Vergangenheit und bedarf es auch noch in unserer heutigen Zeit großer logistischer Anstrengungen« diesem Raum seine geologischen Geheimnisse zu entlocken. Hierin ist auch die Ursache für den bisher vergleichsweise geringen Kenntnisstand über die Östliche Zentralsahara zu sehen.

1.1 Zte.1. der Arbeit

An den Geologischen Instituten der beiden Berliner Universitäten« der Freien Universität und der Technischen Universität« laufen seit dem Jahre 1976 vielfältige Aktivitäten zur geologischen Bearbeitung Ägyptens mit dem ursprünglichen Ziel, den sog. "Nubischen Sandstein" stratigraphisch zu gliedern und mit den gesammelten Ergebnissen ein geologisches Kartenwerk im Maßstab 1 : 500 000 für SW-Ägypten zu erstellen. Das setzte jedoch voraus, daß sich die geologische Bearbeitung nicht nur auf die sedimentäre kubische Serie" beschränken durfte« sondern auch auf die anderen sedimentären Einheiten und« soweit anstehend« auf das metamorphe Grundgebirge und die magmatischen Gesteinsvorkommen auszudehnen war. Im Herbst 1980 waren die Arbeiten so weit fortgeschritten, daß der Grundgebirgsbereich im Südwesten Ägyptens und im Nordwesten des Sudans bearbeitet werden mußte. Ziel der vorliegenden Untersuchung war es daher« neue geologische Fakten innerhalb des Grundgebirgsstockwerkes zu sammeln, d.h. das Gesteinsmaterial nach Raum und Zeit zu gliedern und den Befund in das zu erstellende geologische Kartenwerk mit einfließen zu lassen, bzw. eine Spezialkarte in einem den Aufschlußverhältnissen angepaßten Maßstab anzufertigen. Vergleichende Betrachtungen zur Petrologie und Tektonik des Arbeitsgebietes mit Verhältnissen in der weiteren Umgebung sollten zur Interpretation der geologischen Entwicklungsgeschichte von NE-Afrika beitragen.

1.2 Geographische Lage und Landschaftsform des Arbeitsgebietes

Die das Arbeitsgebiet eingrenzenden geographischen Koordinaten sind:

25° bis 26°45' östlicher Länge

21° bis 23°00' nördlicher Breite (Abb. 1.2.1).

Die westliche Begrenzung ist gleichzeitig die ägyptisch - libysche Grenze. In E-W-Richtung durchzieht die Grenze zwischen Ägypten und dem Sudan, dem 22° Breitengrad folgend, den Arbeitsbereich.

Betrachtet man das Gebiet im LANDSAT-Bild, so ist eine Viergliedrigkeit augenfällig. Zunächst ist da der "Gebel Kamil-Komplex" im Nordosten, dessen namengebender Berg eine etwa 150m hohe« weithin sichtbare Landmarke im Nordosten des Bereiches darstellt. Der Komplex, im weiteren als "Gebiet 1" bezeichnet« gliedert sich in Senken und schwach nach Norden geneigte Plateaus, die häufig von konischen oder tafeligen, bis ca. 200m hohen Bergen überragt werden. In E-W-Richtung dehnt er sich etwa über 90km aus, während seine N-S-Erstreckung etwa 45km beträgt. Vom Gebel Kamil aus kommt man nach etwa 100km in WNW-Richtung, die hauptsächlich von Sandebenen mit flachen sedimentären Gesteinsausbissen eingenommen werden« zur sogenannten "Peneplain" (Gebiet 2). Bei diesem großen Grundgebirgsaufschluß, der sich in N-S-Richtung über etwa 60km erstreckt und durch eine morphologische Stufe von etwa 50m von seiner Umgebung absetzt, handelt es

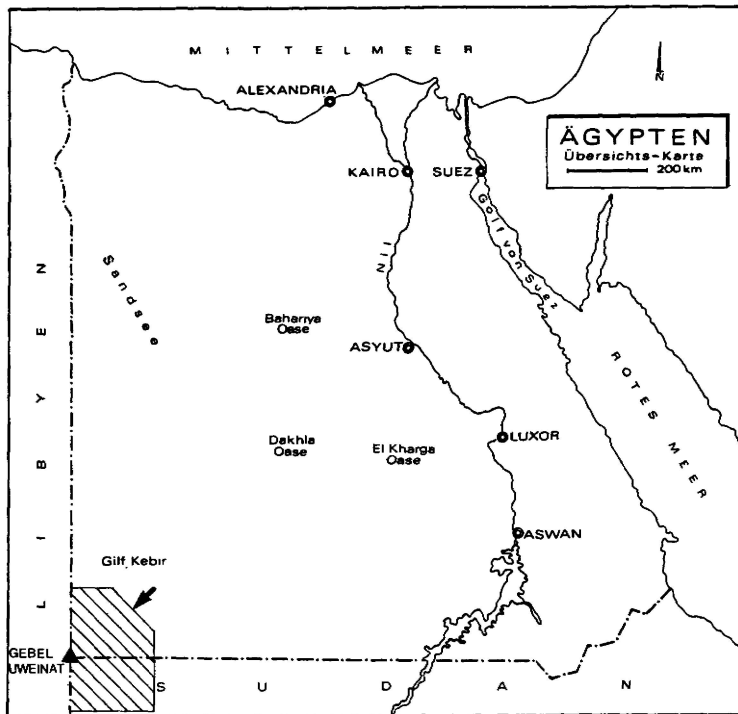


Abb. 1.2.1: Lage des Arbeitsgebietes.

Fig. 1.2.1: Location of study area.

sich um ein fast eben abgeschnittenes Hochplateau# das jedoch von einer Vielzahl von Wadiläufen zerteilt wird.

Im Südosten ist ihm eine Reihe von Vulkansloten und Vulkankratern vorgelagert# die z.T. mehrere hundert Meter aufragen. Am westlichen Rand der "Peneplain" dehnt sich auf libyschem Hoheitsgebiet die mächtige "Arkenu-Düne" aus.

Vom Südrand der Peneplain kann man im Süden bereits das die Region dominierende Massiv des "Gebel Uweinat" erkennen. Es ragt mit 1896m u. NN um 1200m über das Umland auf. Der größere Teil des "Gebel Uweinat" liegt auf libyschem Staatsgebiet# während etwa ein Drittel gleichermaßen zu Ägypten und zum Sudan gehört. Das östliche Umland des Massivs stellt die dritte topographische Einheit dar (Gebiet 3)# einschließlich des 30km südöstlich vorgelagerten Massivs des "Gebel Klissu"# das 1000m aufragt.

Der gesamte Südosten des Arbeitsgebietes - völlig auf sudanesischem Gebiet - wird hier als "Ringstrukturen-Komplex" (Gebiet 4) bezeichnet# aufgrund zweier im Satellitenbild sehr auffälliger Ringstrukturen in diesem Bereich. Es erstreckt sich über etwa 110km in NE-SW-Richtung. Vor Ort ist das Gebiet geprägt durch geradlinige und gekrümmte# bis zu 200m hohe Bergrücken und isoliert stehende Berge mit eingeschalteten Sand- und Serirebenen# in denen häufig das Grundgebirge aufgeschlossen ist. Nach E wird das Gebiet durch eine aus Sedimenten aufgebaute Stufe abgeschlossen. Nach N und W bilden große Sandebenen eine natürliche Begrenzung zum "Gebel Kam11-Komplex"# bzw. zum "Gebel Uweinat-Umland". Insgesamt erstreckt sich das ganze# hier behandelte Areal über etwa 40.000km² östlich der libyschen Grenze.

1.3 Arbeitarnet hod1k

Für das bearbeitete Gebiet treffen in besonderem Maße zwei Umstände zu; es liegt sehr abgeschieden# so daß erhebliche logistische Anstrengungen und lange Anfahrwege notwendig sind; die zu bearbeitenden Gesteinskomplexe sind auf der enormen Fläche von etwa 40.000qkm verteilt. Mit traditionellen geologischen

Arbeitsmethoden würde die Größe des Gebietes einen langwierigen Feldeinsatz erfordern* wollte man eine genauere Untersuchung und Aufnahme vornehmen. Andererseits erzwingen logistische Probleme eine Begrenzung der Geländearbeit* sieht man einmal von finanzkräftigen Explorationsinteressen ab* die im Arbeitsgebiet nicht gegeben sind.

Seit 1972 der erste erdbeobachtende Satellit in eine Umlaufbahn geschossen wurde und inzwischen weltweit Bildmaterial verfügbar ist* entspricht es bei der geschilderten Problematik einer modernen Arbeitstechnik* Satellitenbilder zur Lösung der gestellten Aufgabe heranzuziehen. Begünstigt wird diese Methodik durch die beachtliche Qualitätssteigerung der Bilder jüngerer Datums durch die Verbesserung der Aufnahmetechnik.

Da geeignetes Satellitenbildmaterial für das Arbeitsgebiet vorliegt# war von Beginn an klar# daß die Untersuchung in starkem Maße auf Satellitenbildinterpretation fußen mußte. Luftbilder in guter Qualität standen nicht zur Verfügung. In Tab. 1.3.1. sind alle Bildprodukte aufgeführt# die während der Arbeiten benutzt wurden. Darüber hinaus standen bei den Geländeaufenthalten noch Farbbilder und Schwarz-Weiß-Abzüge von Satellitenaufnahmen aus den nördlichen und östlichen Nachbargebieten zur Verfügung.

Eine ausschließlich die Grenzen der Kristallinbereiche beinhaltende Vorinterpretation des Gebietes bestand zu Beginn der Arbeit durch das geologische Kartenblatt "Gebel Uweinat" (KLITZSCH & LIST* 1979). Vor der ersten Geländebegehung wurde darüber hinaus eine strukturelle Vorinterpretation angefertigt. Ausgestattet mit diesen Interpretationsdaten* farbigen und schwarz-weißen MSS-Papierbildern im Maßstab zwischen 1 : 500 000 und 1 : 100 000# und später auch noch mit RBV-Papierabzügen im Maßstab zwischen 1 : 250 000 und 1 : 100 000# wurde die Geländearbeit aufgenommen und durchgeführt. Das Gebiet wurde profilartig nach Möglichkeit quer zur Streichrichtung der Gesteine durchfahren und beprobt. Natürlich sind dabei zwangsläufig größere Bereiche nicht besucht worden. Auch lokale Detailstudien mußten aus Zeitgründen meist unterbleiben. Immerhin ist es gelungen* während der Geländearbeit jeden Teilbereich des gesamten Arbeitsgebietes ein- oder mehrmals zu besuchen und zu beproben.

Im Anschluß an die Geländearbeit wurde das Probenmaterial zum größten Teil zu Dünnschliffen* teilweise zu Anschliffen oder zu Preßlingen bzw. Schmelzungen für die geochemische Analytik verarbeitet* um dann in geeigneter Weise weiter untersucht zu werden. Im wesentlichen handelte es sich hierbei um die petrographische Bestimmung der Dünnschliffe# Ausführung der chemischen Analysen und geostatistische Auswertung der Analysedaten.

Nach weitgehender Beendigung dieses Arbeitsabschnittes wurden die für die abschließende Kartenerstellung notwendigen Daten zusammengetragen. Auf Basis der Entscheidungskriterien:

- Informationsdichte aufgrund der Geländearbeit»
- Gute des Bildmaterials mit der daraus gewinnbaren Information# und
- finanzielle Möglichkeiten

wurde entschieden» für das am gründlichsten untersuchte Teilgebiet südlich und südwestlich vom Gebel Kamil eine farbige geologische Spezialkarte im Maßstab 1 : 100 000 anzufertigen# und# soweit es das ägyptische Staatsgebiet betrifft# die Ergebnisse in das in Vorbereitung befindliche neue geologische Kartenwerk 1 : 500 000 von Ägypten einfließen zu lassen (KLITZSCH# LIST & PÖHLMANN»Ed.» in Vorher.) und darüber hinaus für den Gesamtbereich» also einschließlich des sudanesischen Hoheitsgebietes» in 1 : 500 000 einen schwarz-weiß-Satellitenplan für die Probenpunkte und den tektonischen Bau sowie eine Kartenskizze in 1 : 500 000 zur Verteilung der lithologischen Einheiten zu erstellen.

Auf Grundlage dieser Entscheidung wurde die abschließende Satellitenbildinterpretation nach rein visuellem Ansatz begonnen. Dabei floß alle zur Verfügung stehende Information mit ein. Für die Spezialkarte des Gebel Kamil-Komplexes diente als Interpretationsgrundlage ein auf den Maßstab 1 : 100 000 vergrößertes Filmpositiv eines RBV*s (192-45 B vom 31.12.1980). Bei den anderen Interpretationsarbeiten wurde auf MSS-Farbkompositenbildern im Maßstab 1 : 250 000 gearbeitet. In jedem Fall erfolgte die Interpretation mit ätzender Folientusche auf glasklarer Deckfolie# wobei an geeigneten Leuchttischen gearbeitet wurde.

Eine eigentlich wünschenswerte* detailliertere Differenzierung der Gesteine des Grundgebirges war nach Maßgabeder vorliegenden Information in weiten Bereichen nicht möglich. An Punkten# wo lokal mehr Information vorliegt als im gewählten Maßstab graphisch darstellbar* wurde dies in geeigneter Weise kenntlich gemacht.

Tab. 1.3.1: Für die Arbeit benutztes Satellitenbildmaterial.

Tab. 1.3.11 Satellit© Images used for this work.

Bild-Nr. (path & row)	Aufnahmedatum	Sensor ¹	Kanal ²	Typ ³	Maßstab			
					1,2 Mill.	500.000	250.000	100.000
191-44	12.11.72	MSS	4/5/6/7	FN	x			
			7	BWP		x		
			CC	DP	x			
			CC	CP		x		
191-45	12.11.72	MSS	4/5/6/7	FN	x			
			7	BWP		x		
			CC	DP	x		Ausscht.	
			CC	CP		x		
192-44	1.12.72	MSS	4/5/6/7	FN	x			
			7	BWP		x		
			CC	DP	x		Ausscht.	Ausscht.
			CC	CP		x		
192-45	25.11.75	MSS	4/5/6/7	FN	x			
			7	BWP		x		
			CC	DP	x		Ausscht.	Ausscht.
			CC	CP		x		
193-44	20.12.72	MSS	4/S/6/7	FN	x			
			CC	DP	x			
192-44 C	7.11.80	RBV	-	FN		x		
				BWP			x	
				FN		x		
				BWP			x	
192-45 A+C	7.11.80	RBV	-	FN		x		
				BWP			x	
				FP		x		
				BWP			x	
				FP				Ausscht.
				FN		x		
				FN		x		
				BWP			x	Ausscht.
193-44 B+D	26.11.80	RBV	-	FN		x		
				BWP			x	
193-45 B+D	26.11.80	RBV	-	FN		x		
				BWP			x	
				FN			x	
				BWP				

Ausscht. = Ausschnitt

1) MSS= multispectral Scanner : Multi spektral Abtaster.

RBV = return-team vidicon camera: Fernsehkamera System.

2) CC = £01 or composTe Image: Farbkompositenbild.

3) FN - Filmnegativ, FP = Filmpositiv, DP = Diapositiv, CP = Farbabzug
BWP= Schwarz-Weiß Abzug.

Aus finanziellen und logistischen Gründen war es leider nicht möglich, eine abschließende Geländeüberprüfung der Kartierung durchzuführen.

1.4 MöalKhkfjJten und Grenzen der Auswertung von LANDSAT-Bilddaten im Grundgebirge

Die Anwendung von Satellitenbilddaten hat seit dem Start des ersten zivilen erdbeobachtenden Satelliten 1972 eine rasante Aufwärtsentwicklung erfahren. Während Vegetationskundler bei entsprechenden Untersuchungen weitgehend auf multitemporale, d.h. kurzfristig immer wieder neu aufgenommenen Bilddaten angewiesen sind. Ist diese Notwendigkeit für den Geologen nicht gegeben. Vielmehr zählt für ihn die räumliche Auflösung und die flächendeckende Erfassung, neben anderen, hier einmal außer Acht gelassenen Kriterien in entscheidendem Maße. Es kann inzwischen davon ausgegangen werden, daß dem Geologen Satellitenbilddaten der 1. Generation (Landsat 1-3) weltweit annähernd flächendeckend in brauchbarer Qualität zur Verfügung stehen.

Die optoelektronischen Sensorsysteme der 1. erdbeobachtenden Satellitengeneration sind: "Multi spektral

Scanner (MSS)** der in vier diskreten Spektralkanälen des sichtbaren und nahen IR-Bereichs des Elektromagnetischen Spektrums empfindlich ist (MSS4: 0.5-0.6 μm * MSS5: 0.6-0.7 μm , MSS6: 0.7-0.8 μm * MSS7: 0.8-1.1 μm) und eine maximale räumliche Auflösung von 79 x 79m hat* sowie die "Return-beam Vidicon (RBV)-Kamera"¹¹ die nur panchromatisch im Spektralbereich 0.51-0.75 μm (Landsat 3) aufnimmt* dagegen aber eine deutlich bessere Auflösung von ca. 40 x 40m aufweist. Die Deckungsrate mit verwertbaren RBV-Daten ist dabei weitaus geringer als mit MSS-Daten* so daß häufig nur MSS-Bilder für die Auswertung zur Verfügung stehen.

Bei der Auswertung der von der NASA bzw. dem "Eros Data Center" (als Hauptsystemträger) als MSS-Endprodukte angebotenen Bilddaten kann prinzipiell nach zwei methodischen Ansätzen vorgegangen werden:

- rein **analoge*** d.h.* visuelle Auswertung (Interpretation)
- rein **digitale*** d.h., rechnergesteuerte numerische Auswertung (Klassifizierung).

Natürlich ist aufgrund der numerischen Rohform der Bilddaten auch für das zur visuellen Auswertung herangezogene Bildprodukt eine digitale* sogenannte Vorverarbeitung notwendig. Neben den standardmäßigen* zur Erstellung von Papier- oder Filmkopien unbedingt notwendigen digitalen Vorverarbeitungsschritten* können diese je nach Bedarf und Möglichkeit zur Bildverbesserung erweitert werden. Der Begriff der "digitalen Auswertung" ist zu beschränken auf Verfahren der räumliche Oberflächendifferenzierung - zunächst einmal nicht Ansprache - auf Basis von numerischer Gitteranalyse pro Bildelement.

Nach diesen wenigen generellen Bemerkungen zur Einführung soll nun auf die Einsatzmöglichkeiten der Landsat-Bilddaten für die geologische Kartierung allgemein* für die Kartierung im Grundgebirge im besonderen und für die Kartierung im Arbeitsgebiet im speziellen eingegangen werden.

Wie auch vorher schon beim Luftbild (LIST* 1969* LIST & STOCK*1969)* so ist inzwischen auch für das Satellitenbild sein Nutzen für strukturgeologische Probleme bei entsprechenden Untersuchungen oft bewiesen worden. Exemplarisch seien Arbeiten von LIST et al.(1975)* HELMCKE et al.(1976)* LAMMERER(1976)* ROLAND (1976), RICHTER(1978) und MEISSNER(1979) genannt. Bei diesen Arbeiten wird deutlich* daß die Kombination von Luft- und Satellitenbild eine erfolgreiche Arbeitsmethodik ist. Jedoch nicht nur für tektonische Fragestellungen* sondern auch für analoge lithologische Kartierung ist das Satellitenbild einsetzbar. KLITZSCH & LIST (1978* 1979, 1980)* aber auch SCHMITZ(1983) haben gezeigt* daß große Areale von meist schwer zugänglichen und oft geologisch weitgehend unbekannt Gebieten mit verhältnismäßig geringem Aufwand in erstaunlich kurzer Zeit bearbeitet werden können. Bei diesen Fallbeispielen handelt es sich um die Kartierung weitgehend horizontal bis flach lagernder phanerozoischer Sedimente in Ägypten und Sudan; diese werden von relativ kleinen Grundgebirgsaufbrüchen unterbrochen. Die aride Klimazone des Arbeitsgebietes schafft dabei günstige Voraussetzungen für die Bildinterpretation* da eine störende Vegetationsdecke fehlt und so das Gestein großflächig ansteht. Statt durch eine Vegetationshülle wird hier allerdings die Interpretation durch die für diese Klimazone typische starke Verwitterung und rezente Sandverwehung behindert* ein Nachteil* der jedoch bei großräumigen geologischen Bau wie im Fall der Sedimenthülle von Ägypten und Sudan meist nicht so gravierend ist. Sobald jedoch eine kleinräumig wechselnde Geologie vorliegt* wie so oft in Grundgebirgsbereichen (Abb.1.4.1 c)* kann sich dieser Umstand ebenso hinderlich wie eine Vegetationsbedeckung auswirken. Insgesamt kann aber doch wohl eher von einer Begünstigung der Satellitenbildinterpretation durch arides (ebenso wie übrigens auch durch nivales) Klima gesprochen werden.

Eine lithologische Differenzierung der kristallinen (Grundgebirgs-) Bereiche fehlt weitgehend bei KLITZSCH & LIST (1978* 1979* 1980) sowie SCHMITZ(1983). Die Ursachen in diesen speziellen Fällen sind mehrschichtig:

- a) Schwerpunktlegung auf die Differenzierung des phanerozoischen Sedimentstapels;
- b) zu geringe Informationsdichte durch zu wenig Feldarbeit;
- c) mit 1 : 500 000 zu kleiner Kartenmaßstab für den meist kleinräumigen Bau der Grundgebirgsbereiche;
- d) mit 79 x 79m zu geringe räumliche Auflösung des Satellitensensors für Erkennung von kleinräumigem lithologischem Wechsel im Grundgebirge;
- e) im Satellitenbild wenig signifikante spektrale Unterschiede innerhalb des Grundgebirges;
- f) häufig wenig Relief und kaum flächendeckende Aufschlüsse im Grundgebirge;
- g) Verschleierung gegebener lithologischer Unterschiede im Grundgebirge durch rezente Phänomene wie Verwitterung* Versandung und vereinzelt auch Wüstenlack-Verkrustung.

Da bei vorliegender Arbeit mit Bildmaterial der gleichen Generation gearbeitet werden mußte (s. Abs. 1.3) waren die unter den Punkten "d#e##g" genannten Hemmnisse natürlich auch gegeben. Allerdings lagen für die Punkte "a#b#c" andere Bedingungen vor# so daß trotz des Fehlens optimaler Voraussetzungen eine Bearbeitung des Kristallingebietes zwischen Gebel Uwelnat und Gebel Kamil# gestützt durch analoge Satellitenbildinterpretation# möglich schien.

Trotz des grundsätzlichen Nachteils der geringen Auflösung für Kristallinbereiche# wird derzeit am Institut für Angewandte Geologie durch die Gruppe Fernerkundung mit Erfolg die visuelle Kartierung der metamorphen und magmatischen Einheiten der ägyptischen "östliche Wüste" betrieben (TEHRANI#mündl. Mitt.)# (LIST# KLITZSCH& PÖHLMANN#in Vorher.). Im Gegensatz zum Arbeitsgebiet sind dort Interpretationskriterien in stärkerem Maße vorhanden. So ist dort das Grundgebirge großflächig und in zusammenhängenden Flächen aufgeschlossen# weist ein starkes Relief mit deutlich textuellen Unterschieden auf und ist darüber hinaus nach spektralen Gesichtspunkten (Farbunterschiede) häufig gut zu differenzieren. Verstärkt werden diese primären# natürlichen Tatsachen durch eine annähernd optimale Bildverarbeitung# die Bildtönung und Bildschärfe voll zur Geltung bringt (SCHOELE,1984; MUNIER#1984).

Als Beispiel eines stärker digitalen Interpretationsansatzes im Grundgebirge sei auf die Arbeit von JACOBBERGER et al.(1983) über den "Meatiq Dome"# östliche Wüste/Ägypten# hingewiesen# die auf MSS-Daten aufbaut. An diesem Beispiel zeigt sich aber auch# daß der Informationsgehalt auch mit erheblich mehr digitaler Vorverarbeitung# wie kontrastverstärkten Kompositenbild der ersten drei Hauptkomponentenbilder# nur in sehr begrenztem Umfang gegenüber einem normalen# aber gut verarbeiteten Kompositenbild gesteigert werden kann. D.h. mit anderen Worten# was im Hauptkomponenten-Kompositenbild sichtbar ist# ist auch schon im normalen Kompositenbild in etwas weniger deutlicher Art und Weise enthalten und feststellbar. Diese Aussage behält zumindest solange ihre Gültigkeit# wie es sich um eine analoge Bildauswertung handelt# wie es schließlich auch bei JACOBBERGER et al.(1983) zutrifft. Für eine digitale Klassifizierung erscheint eine umfassende Bildaufbereitung als nahezu unumgänglich notwendige Voraussetzung. Die Vielfalt der einwirkenden physikalischen und geometrischen Parameter# die an anderer Stelle ausführlich behandelt wurden (RICHTER#1983) und die bei der primären Bildaufzeichnung zeitvariable spektrale Veränderungen bewirken# verlangen vor der digitalen Bildklassifizierung nach einer Kompensation. Stichwortartig sollen als einflußnehmende Größen genannt werden: das Relief mit entsprechenden Schatteneffekten# Einstrahlungsrichtung der Sonne und Beobachtungsrichtung des Sensors# sowie das atmosphärische Streulicht. Zeitlich oder räumlich variabel# können sie dem visuellen Interpretationsansatz förderlich# einer digitalen Klassifizierung müssen sie aber ausnahmslos hinderlich sein. Da eine Kompensation der wirkenden Störfaktoren schwierig ist und eines großen technischen Aufwands bedarf# ist es deshalb nicht verwunderlich# daß im Bereich der digitalen geologischen Kartierung im allgemeinen und bei der Kristallinkartierung im besonderen bisher eindeutige Erfolge mit MSS-Daten noch ausstehen. Nach Kenntnis des Autors gibt es bis heute keine rein digitale# kleinräumige# geologische Kartierungen auf MSS-Basis. Bei größeren Maßstäben sind erfolgversprechende Ansätze im Bereich der Bodenkunde vorhanden# wie entsprechende Untersuchungen zeigen (ROWAN et al.# 1977; BIRNIE & DYKSTRA#1978; REINES & WYNN,1982; ALAILY & PÖHLMANN#1983).

Seit dem Start des ersten LANDSAT-Satelliten hat sich aber zunehmend gezeigt# daß die digitale wie visuelle Bildverarbeitung nicht nur durch die genannten Störfaktoren behindert wird# sondern daß es auch die Beschränkungen in den Spektralbereichen der MSS-Bilddaten sind# die oft einer geologischen Nutzung im Wege stehen. HUNT(u.a. 1977) hat mit seinen Studien im sichtbaren und nahen IR-Bereich des EMS (< 2#5>im) gezeigt# daß verwertbare Unterschiede der "Spektralen Signatur" für viele Mineralien gerade im nahen IR-Bereich liegen# bedingt durch die Gegenwart von Fe und OH-Gruppen in der einen oder anderen Form. Den signifikanten IR-Spektralbereich deckt das MSS-System aber gerade nicht ab. Auf der anderen Seite wurde allgemein schnell klar# daß neben der Erweiterung des spektralen Empfindlichkeitsbereiches auch die räumliche Auflösung der Sensorsysteme für die geologische Anwendung zu verbessern war# und zwar in Verbindung mit dem multispektralen Systemansatz. Einen augenfälligen Beleg dafür liefert ein Beispiel aus dem Arbeitsgebiet (Abb. 1.4.1). Bei dem Vergleich der Geländeansicht des in situ vorgefundenen lithologischen Aufbaues (Abb. 1.4.1 a i b) mit der Satellitenperspektive für das RBV- (Abb. 1.4.1 c)# wie auch den MSS-System/MSS6 (Abb. 1.4.1 d) wird die Steigerung der räumlichen Auflösung zwingend# sofern man bei der satellitenbildgestützten Kristallinkartierung Fortschritte erzielen will.

Bei der Entwicklung der zweiten Sensorgeneration sind die speziellen Bedürfnisse der Geologie weitgehend berücksichtigt worden. Mit dem "Thematic Mapper (TM)" in LANDSAT-4& 5 liegt nun ein arbeitendes Sensorsystem vor» das sowohl in der räumlichen Auflösung (ca.30 x 30m/TM 6: 120 x 120m) wie auch dem spektralen Empfindlichkeitsbereich:

TM1: 0.45 - 0.52 μm	TMS: 1.55 - 1.75 μm
TM2: 0.52 - 0.60 μm	TM7: 2.08 - 2.35 μm
TM3: 0.63 - 0.69 μm	TM6: 10.40 - 12.50 μm
TM4: 0.76 - 0.90 μm	

speziell mit den Kanälen TM5» 6 & 7 bessere Konditionen für den Bereich der Geologie bietet. In einer umfassenden Übersicht zeigen GOETZ et al.(1983) die ersten Ergebnisse von Untersuchungen mit (z.T. simulierten) Satellitenbilddaten der 2. Generation auf. Die Beispiele dieser Autoren lassen erkennen» daß es speziell die hydrothermale Umwandlungender Gesteine sind» mit sekundärer Bildung von OH-Gruppenführenden Schichtsilikaten» die in Kanal TM 7 identifizierbare Signaturunterschiede bewirken. Auf der anderen Seite scheinen im mittleren IR-Bereich (TM6) Unterscheidungen bei quarzführenden Silikatgesteinen möglich. Insgesamt ist hier eine positive Entwicklung erkennbar.

Da aber Bildmaterial der 2. Generation für das Arbeitsgebiet noch nicht vorlag» war es nötig mit dem in Abs. 1.3 genannten Bildmaterial auszukommen und sich bei dieser Arbeit auf den rein visuellen Interpretationsansatz zu beschränken. Zum Schluß dieser Ausführungen sollen deshalb die bei dieser Untersuchung zur Erstellung der beiliegenden Interpretationskarten (Beilagen) zum Tragen gekommenen visuellen Kriterien für die Interpretation genannt werden.

Bei den linearen Bildelementen wurde zwischen vier Typen unterschieden: 1) Störungen und Bruchstrukturen; 2) sedimentäre Gangbreccien; 3) magmatische Gangintrusionen; 4) Schichtköpfe. Auf Basis der Geländebeobachtung wurde zur Differenzierung der Elemente im Satellitenbild wie folgt verfahren:

- Störungen und Bruchstrukturen sind geradlinige Elemente» die negatives Relief und/oder Farbton- bzw. Grautonunterschied zur Umgebung aufweisen (= Störungen)» bzw. sich in geradlinigen Abbruchkanten und Schichtstufen ausdrücken (= Bruchstrukturen) und sich somit eher durch positives Relief ausdrücken.
- Sedimentäre Gangbreccien sind geradlinige bis gekrümmte» positive Reliefelemente» die im sedimentären Aufschlußbereich oder als gestreckte Zeugenberge verbreitet sind. Im Gelände zeigen sie eine intensive Zertrümmerung des primären Sedimentmaterials mit oder ohne Silifizierung. Sie sind einerseits eindeutig tektonische Phänomene» andererseits sitzen sie häufig magmatischen Spaltenintrusionen oder deren lateralen Verlängerung auf» so daß auch hier ein ursächlicher Zusammenhang zu bestehen scheint» mit der zu beobachtenden Silifizierung als mögliche Folge. Es ist wahrscheinlich» daß hauptsächlich die gekrümmten Formen von Intrusionstätigkeit unterlagert werden» während geradlinige Formen eher auf reine Bruchstrukturen zurückgehen.
- Magmatische Gänge sind ebenfalls geradlinige bis schwach gekrümmte» positive Reliefelemente» oft jedoch weniger stark ausgeprägt als die sedimentären Gangbreccien und feingliederiger in Form und Tönung. Aufgrund der begrenzten Auflösung des Sensorsystems konnten für in-situ aufgenommene Gangintrusionen von 5-10m Mächtigkeit nur selten im Bild Anhaltspunkte gefunden werden» immer nur dann» wenn deutlich Grautondifferenzen vorlagen und auf diese Weise die bekannten Überstrahlungsphänomene wirksam sind. Die häufig langerungskorkondante Verbreitung der Gänge im gneisigen Grundgebirge macht im Bild die Abgrenzung von Schichtköpfen oft problematisch. Diskordante Gänge sind meist an Störungen gebunden.
- Schichtköpfe zeichnen sich ab als feingliederige» meist schwach» aber auch stark gekrümmte bis geradlinige positive Reliefelemente. Sie sind Ausdruck der lokalen Streichrichtung. Vereinzelt vorhandene Feldmessungen und -beobachtungen der räumlichen Lage von Schieferungs- und Schichtflächen bestätigen die Bildbeobachtungen und gaben Sicherheit bei Extrapolation und Unterscheidung von anderen linearen Bildelementen.

Für die laterale räumliche Differenzierung und Ansprache der kristallinen Aufschlußbereiche mußten im starken Maße die Geländebeobachtungen herangezogen werden» da aus den oben näher diskutierten Gründen die

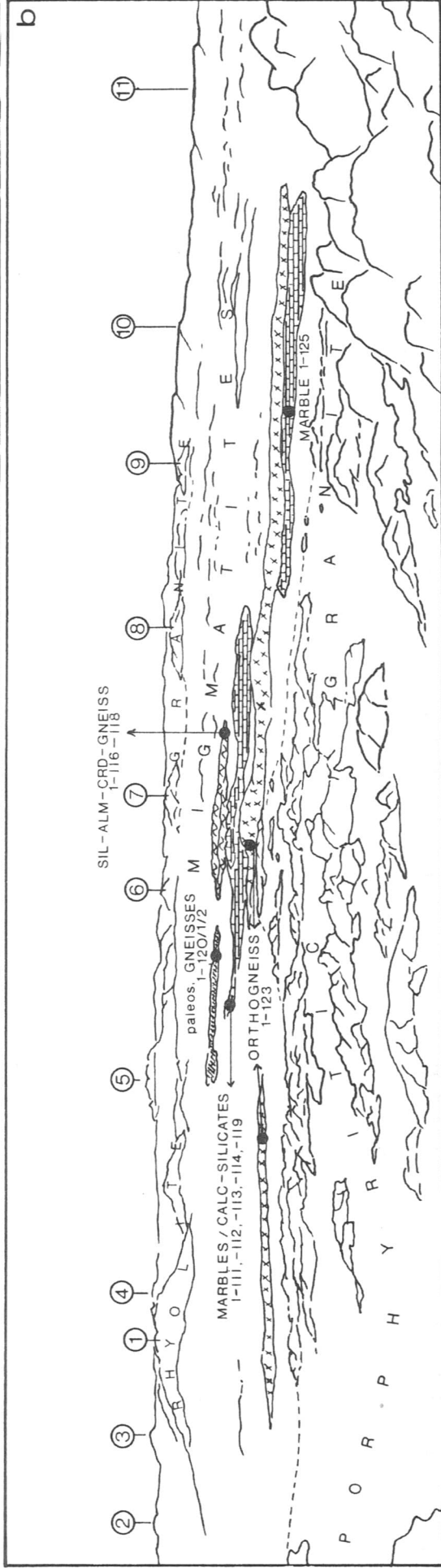
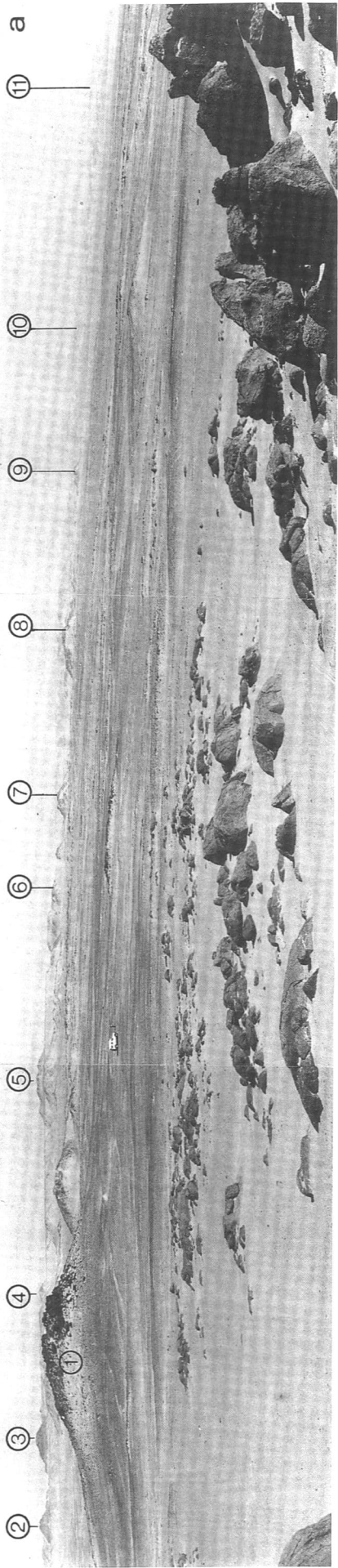
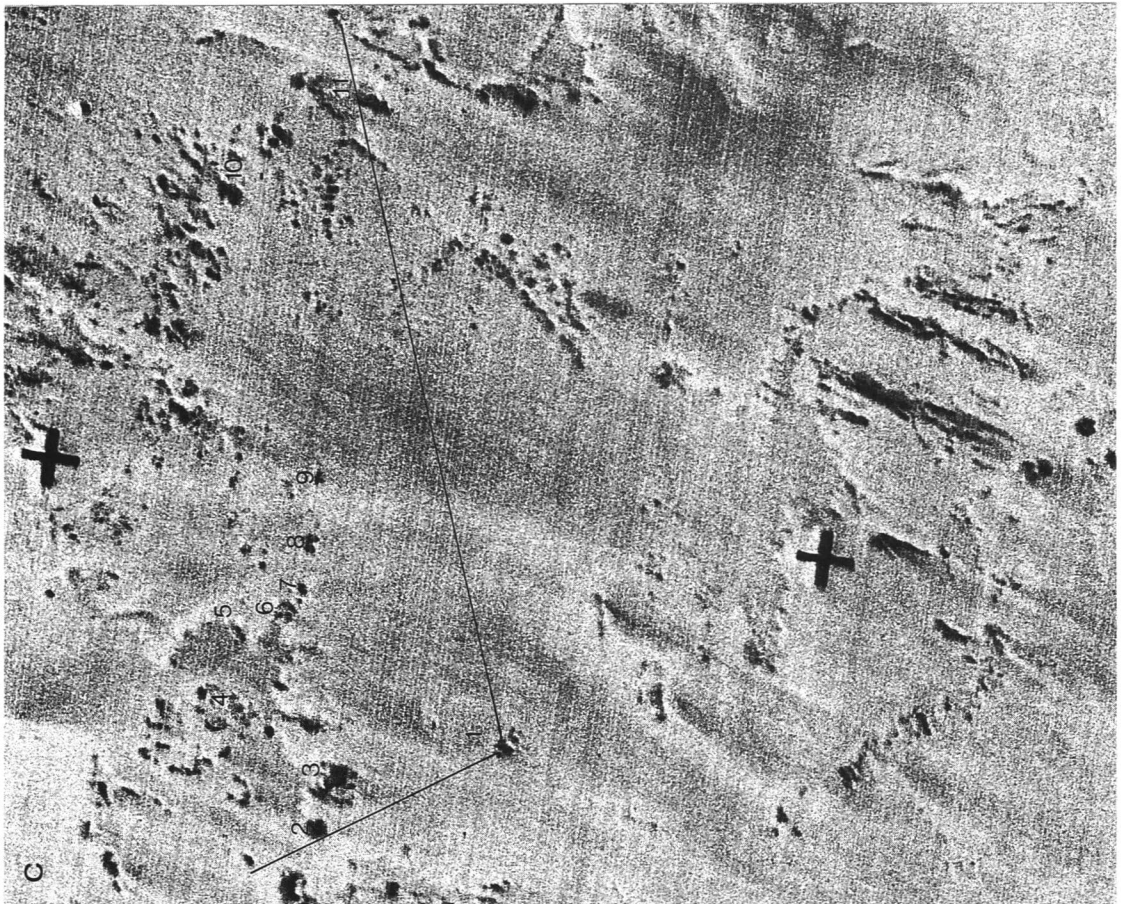
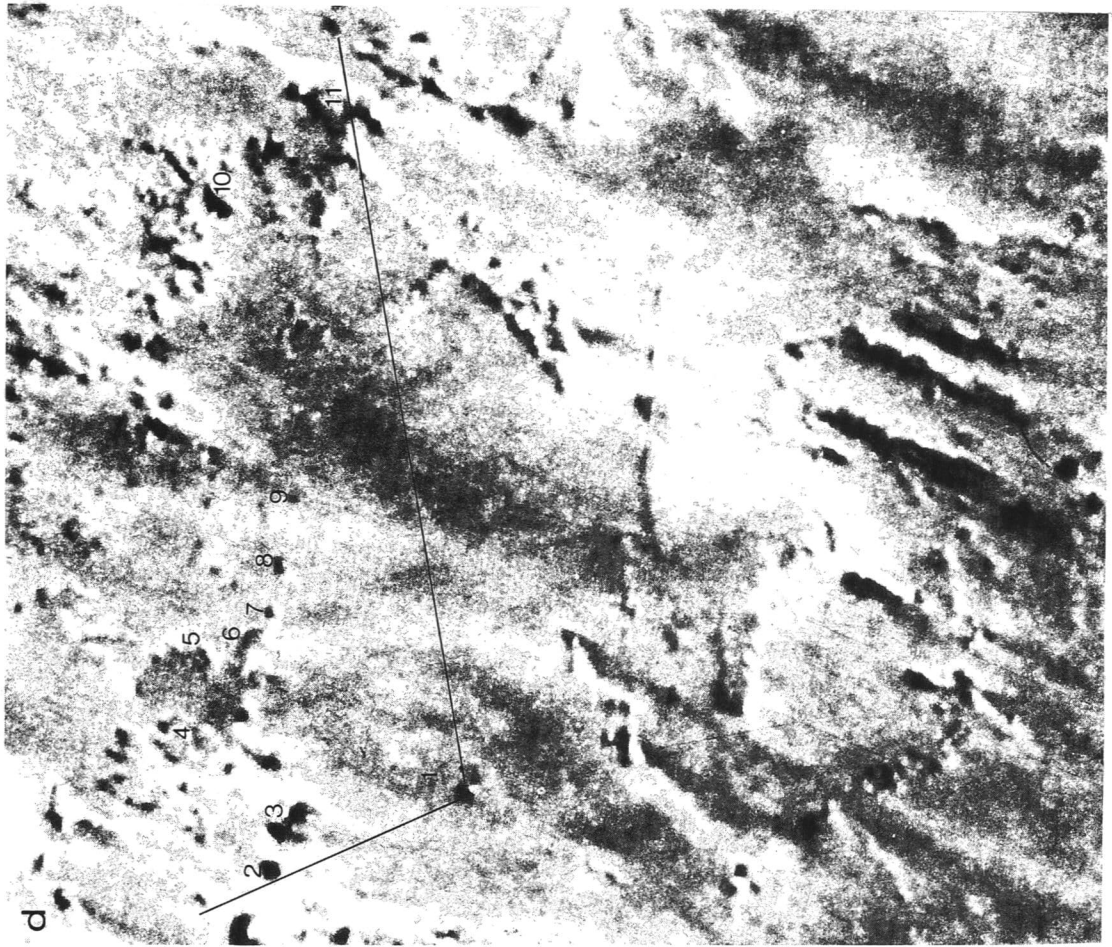


Abb. 1.4.1: Vergleich der Erscheinung eines typischen Teilbereiches des Arbeitsgebietes in situ (a) und im Satel11tenb11d (a & b). Der komplexe lithologische Aufbau der gezeigten Ebene (b) ist weder 1m MSS-Bild (d) noch 1m höher auflösenden RBV-Bild (c) auch nur andeutungsweise zu erfassen. Zum besseren Vergleich sind markante Bildelemente durch Zahlen zugeordnet. Die Linien zeigen den Bildwinkel des Panorambildes. Satel11tenb11d-Maßstab 1 : 100000.

Fig. 1.4.1: Comparison of the impression of a typical part of the working area in situ (a) and on satellite image (c & d). The complex lithological assemblage within the plain shown (b) cannot be recognized neither on MSS image (d) nor on high resolution RBV image (c) even not in outlines. For better comparison landmarks are numbered in accordance. Lines depict the field of view of panoramic shot. Image scale 1 : 100000.



Bildinformation innerhalb des Untersuchungsgebietes unzureichend ist. Sofern sich ein lithologischer Wechsel in Farbtonunterschieden ausdrückt# betrifft das eher den großräumigen als den kleinräumigen Bau# da es fast ausschließlich die dem Anstehenden korrelierbaren Verwitterungsprodukte sind# die diese Farbtoninformation hervorrufen und nicht das Anstehende selbst. Kleinräumiger Wechsel verwischt sich so aber in dem Maße# wie sich die Abtragungsprodukte vermischen. Häufig ist aber nicht einmal in-situ ein bedeutender Farbtonwechsel zwischen den Anwitterungsoberflächen - sie sind es die zählen - der verschiedenen Gesteinstypen festzustellen# so daß dann natürlich auch das Bild nicht zu differenzieren ist# sieht man einmal von möglichen# aber wenig wahrscheinlichen Unterschieden in IR-Bereich des MSS-Sensors ab. Auch die Sandverwehungen# die im Arbeitsgebiet verbreitet sind# tragen zur Verschleierung möglicher gesteinspezifischer Farbtonunterschiede bei oder täuschen welche vor# wo tatsächlich keine sind.

Sofern keine Geländebeobachtungen vorlagen# erfolgte die lithologische Differenzierung meist auf Basis textueller Kriterien. Trotz nicht stereoskopischen Bildmaterials# spielte dabei auch das mit Erfahrung induktiv erfaßbare Relief des Geländes eine wichtige Rolle. Bei wechselnder Verbreitung von Grundgebirge und phanerozoischer Sedimentdecke wurde generell so vorgegangen# daß tiefliegende Gebiete als Grundgebirge# Hochlagen als Sedimenthülle angesprochen wurden# sofern nicht andere Beobachtungen vorlagen. Zusätzlich wurde aber auch berücksichtigt# ob und in welcher geometrischen Verbreitungsart Schichtköpfe auftraten.

Abschließend sei darauf hingewiesen# daß es bei großmaßstäbigen Interpretationskarten dem persönlichen Interpretationsstil des Bearbeiters überlassen bleibt# inwieweit er landschaftliche Charakteristika herausarbeitet. Stilmittel hierfür sind im wesentlichen Linienführung und Ausscheidung quartärer Erscheinungen wie Wadiläufe# Dünenfelder etc. Auf diese Weise kann eine entsprechende Karte auch Information über den jeweils herrschenden Erosionstypus - Denudation oder lokal ansetzende# rückschreitende Erosion - vermitteln und Erosionsbereiche von Akkumulationsbereichen unterscheiden. Bei erstellter Interpretationskarte des Gebel Kamil-Gebietes wurde versucht# das entsprechend herauszuarbeiten# so daß für einen Betrachter# der aride Gebiete kennt# entsprechende Inhalte deutlich werden sollten.

2. GEOLOGISCHE SITUATION

Bevor auf eigene Erkenntnisse eingegangen wird# soll der geologische Rahmen des Gebietes geschildert werden. Dem ist ein Abriß der Erforschungsgeschichte nachgestellt# sowie eine kurze Darstellung zum derzeitigen Kenntnisstand über das Arbeitsgebiet.

2.1 Geologischer Rahmen

Der Grundgebirgsaufbruch der Gebel Uweinat-Region ist neben dem Tibesti-Gebirge ein zentrales Element des "Ost-Sahara-Kratons" (BERTRAND & CABY#1978; KRÖNER#1979). Er wird im Westen durch die oberproterozoische Orogenzone des "Dahomeyen-Pharusian Gürtels" begrenzt# wo es zur Kollision des "West-Sahara-Kratons" mit dem "Ost-Sahara-Kraton" unter Ausbildung einer ostwärts eintauchenden Subduktionszone gekommen und in der Kruste eines schmalen N-S laufenden Ozeans abgeführt worden ist. Es ist dabei nicht ganz klar# welcher Typ des Kontinentalrandes anzunehmen ist. Andesite über basischen und ultrabasischen Gesteinen und benachbarte Tröge mit vulkanogenen Grauwacken lassen im Westen des Pharusian Inselbögen und der extensive kalkalkaline Plutonismus mit rhyodazitischen Extrusionen weiter östlich in den zentralen Zonen des Pharusian andinotypen Kontinentalrand annehmen (BERTRAND & CABY#1978). Die intensive Zerschering der

westlichen Teile des Ost-Sahara-Kratons (Hoggar Schild) und die starke Heraushebung dieses Bereiches führten BERTRAND & CABY (1978) und KRÖNER (1979) zu der Annahme einer Kontinentkollision vom Typ des Himalajas, was dann auf eine Subduktion leichter Kontinentaler Kruste des West-Afrikanischen-Kratons unter den Ost-Sahara-Kraton deuten würde (TOKSÖZ, 1984; MOLNAR & GARY, 1979).

Weit weniger deutlich als der Westrand des Ost-Sahara-Kratons sind sein Nord-, Süd- und Ostrand definiert. Das ist in starkem Maße auf die teilweise mächtige Bedeckung mit kontinentalen und untergeordnet marinen Sedimenten des Paläo-, Meso- und Känozoikums zurückzuführen (KLITZSCH et al., 1979), die die präkambrischen Gesteine verdecken.

KRÖNER (1979) gibt als östliche Grenze den Verlauf des Nils an. östlich dieser Linie schließt sich der "Arabisch-Nubische Schild" (KRÖNER, 1979) an. Unter diesem Ausdruck werden die präkambrischen Einheiten der "östlichen Wüste" Ägyptens, West-Saudi-Arabiens, Ost-Sudans und Nordost-Äthiopiens zusammengefaßt und von dem phanerozoischen Deckgebirge abgegrenzt. Vergleichbar mit dem Westrand des Ost-Sahara-Kratons handelt es sich bei dem Arabisch-Nubischen-Schild ebenfalls um eine hoch mobile Zone des Ober-Proterozoikums. Anhand von mehreren N-S verlaufenden, perlschnurartig aufgereihten Ultrabazit-Komplexen in dieser Region, die als Ophiolite und somit als obduzierte, spät-proterozoische Ozeankruste interpretiert werden, geht man von der Existenz eines "Hijaz Magmatic Arc" (KRÖNER, 1979) oder mehrerer magmatischer Inselbögen aus (SHACKLETON, 1979; GASS, 1979, 1981; CAHEN et al., 1983). Als weiterer Beweis für die Existenz magmatischer Inselbögen wird die Tatsache angesehen, daß über 60% des Arabisch-Nubischen-Schildes von kalkalkalinen Granitoidplutonen eingenommen wird, deren Platznahme in ausgedehnte Eruptivgesteine und vulkanogendetritische Sedimente gleicher Zusammensetzung hinein erfolgte (GASS, 1979; KRÖNER, 1979). In Diskussion ist nach wie vor die Frage nach der Richtung des Abtauchens der assoziierten Subduktionszone(n) - westliches (KRÖNER, 1979) wie auch östliches Abtauchen (FLECK et al., 1979) sind gleichermaßen vertreten.

Einigkeit besteht jedoch wieder in der Annahme, daß diese neu gebildete Kruste durch Subduktion ozeanischer Kruste randlich an den östlich gelegenen Ost-Sahara-Kraton angeschweißt und so eine neue kontinentale Kruste gebildet wurde (KRÖNER, 1979; GASS, 1981). Alte kontinentale Krustenanteile (> 1770 Ma) sehen EL GABY et al. (1984) durch ihre "Meatiq Group" im Bereich des Arabisch-Nubischen Schildes vertreten. Auch CAHEN et al. (1983) sehen Anhaltspunkte für die Existenz alter kontinentaler Kruste, die große Teile Ägyptens östlich des Nils unterlagert.

Zwischen beiden oben beschriebenen Mobilzonen im Westen und Osten des Ost-Sahara-Kratons, geriet dieser sich als rigider Block verhaltende Protokontinent im Ober-Proterozoikum unter einen E-W wirkenden Druck, der zur Ausbildung intensiver Spannungen führte. Als Reaktion darauf kam es zu bruchtektonischen Erscheinungen, die ihrerseits als Förderbahnen für kontinentalen alkalinen bis peralkalinen Magmatismus dienten, der teilweise bis in das Tertiär hinein anhielt, wie zahlreiche Alkali-Ringkomplexe im Nordost-Sudan und Alkali-Basalte in der "Westlichen Wüste" Ägyptens belegen. Neben bruchtektonischen Erscheinungen ist es aber ebenfalls zu einer unvollständig bekannten metamorphen Überprägung der Gesteine des Kratons gekommen. Anscheinend erreichten diese thermalen Vorgänge häufig ein Ausmaß, daß eine Rejuvenation der Isotopenuhr eintrat.

Für die Summe dieser tektono-thermalen Erscheinungen in außerkratonalen Gebieten Afrikas im Ober-Proterozoikum und Unter-Paläozoikum prägte KENNEDY (1964) den Begriff "Panafrikanisches tektono-thermales Ereignis" und begrenzte es auf den Zeitraum um 650 - 450 Ma. Eine Zeitspanne, in der er eine Häufung von radiometrischen Altern in Afrika festgestellt hatte. In der Folgezeit erlebte dieser Begriff mehrfach Umdeutungen aufgrund der Zunahme der absoluten Altersdaten in Afrika. So verstehen BERTRAND & CABY (1978) unter "panafrikanisch" s.l. einen Zeitraum von 800 - 550 Ma, KRÖNER (1979) von 1000 - 500 Ma und GASS (1981) sogar von 1200 - 450 Ma. GASS teilt diesen Zeitraum jedoch in ein "Unter-Panafrikan" mit 1200 - 1000 Ma, ein "Mittel-Panafrikan" mit 670 - 600 Ma, ein "Ober-Panafrikan" mit 600 - 500 Ma und ein "Post-Panafrikan". Die panafrikanische Überprägung des Ost-Sahara-Kratons scheint ein weiter verbreitetes Phänomen zu sein, als ursprünglich angenommen worden war. Zeitliche Ausdehnung und räumliche Verbreitung sind Gegenstand der aktuellen Diskussion. Zu ihr soll auch die vorliegende Arbeit ihren Beitrag leisten.

Es soll abschließend noch darauf hingewiesen werden, daß von NAGY et al. (1976), GHUMA & ROGERS (1978) und FULLAGAR (1980) aufgrund der Annahme eines transafrikanischen Lineaments vom Benoue-Trog bis zum Nil-Delta, das im Präkambrium angelegt und bis heute aktiv sein soll, sowie ihrer Arbeiten am Ben-Ghema-

Batholith im T1best1-Gebirge, östlich des Batholiths kein Kraton sondern ozeanische Kruste noch gegen Ende des Panafrikan angenommen wird. Der Ben-Ghema-Batholith zeichnet sich durch eine lineare Zonierung von SE nach NW mit Zunahme der S¹⁰²-reichen Gesteine nach NW aus, vergleichbar dem am Kratonrand gelegenen Sierra-Nevada-Batholith in NW-Amerika (GHUMA & ROGERS, 1978). Der West-Sahara-Kraton soll sich danach bis in die Nähe des T1best1-Gebirges erstreckt haben. KRÖNER (1979) lehnt diese Vorstellungen unter Hinweis auf die von FAIRHEAD & REEVES (1977) bestimmte Lithosphärendicke von über 200 km für diesen Teil Afrikas ab. CAHEN et al. (1983) greifen den Gedanken einer Sutur durch N-Afrika insofern wieder auf, als daß sie die Möglichkeit einer Grabenbildung im zentralen N-Afrika bei einer östlichen Bewegung des Uwelnat-Kratons mit ostwärts gerichteter Subduktionszone unter dem Arabisch-Nubischen Schild erwähnen.

2.2 Erforschungsgeschichte

Die erste wissenschaftliche Bearbeitung der Gebel Uwelnat-Region geschah durch HASSANEINBEY (1924). Ihm folgte MENCHIKOFF im Rahmen einer von Prinz KEMAL-EL-DIN HUSSEIN geleiteten Expedition durch die libysche Wüste von 1925 bis 1926. MENCHIKOFF veröffentlichte seine Beobachtungen während dieser Reise im Jahre 1927. Er beschränkte sich dabei auf einen Saum um das Uwelnat Massiv von etwa 30 km Durchmesser, wobei er profilartig arbeitend vorging. Weitere Untersuchungen folgten durch den Italiener DESIO (1933), der erstmalig eine geologische Skizze des Gebietes herausbrachte. Eine weitere geologische Karte publizierte SANDFORD (1935) nach seiner Reise in dieses Gebiet. Sie enthält erste tektonische Angaben. Soweit bekannt, fand die nächste geologische Exkursion erst wieder gegen Ende der 50er Jahre durch HOTTINGER (1959) statt. Dieser reiste, aus dem Sudan kommend, nach Kufra. Ihm folgte BUROLLET (1962), der die bis dahin entwickelte Stratigraphie der phanerozoischen Sedimentdecke revidierte. MARHOLZ (1968) sammelte erstmals kristalline Gesteinsproben in diesem Gebiet, die dann seitens der Mobil 011 einer radiometrischen Altersbestimmung unterzogen wurden.

Die wissenschaftliche Arbeit setzte KLERKX (1969) fort. Weitere Publikationen folgten, in denen er, zusammen mit anderen, über seine umfangreichen geochronologischen Arbeiten an Magmatiten und dem Grundgebirge dieser Gegend berichtet (KLERKX, 1971, 1980; KLERKX & RUNDLE, 1976; KLERKX & DEUTSCH, 1977). Die Datierungen von MARHOLZ (1968) wurden dadurch weitgehend bestätigt. Unveröffentlicht blieb der Bericht der englischen Explorationsfirma HUNTING GEOLOGY & GEOPHYSICS LTD. (1974). Auch sie führten Altersbestimmungen an einigen Intrusivkörpern durch und darüber hinaus umfangreiche Explorationsarbeiten im Grundgebirge auf libyschem Territorium. Im Rahmen der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützten Kartierungsarbeiten Berliner Geowissenschaftler zum Zwecke der Erstellung der Geologischen Karte Ägyptens, 1 : 500 000, war LIST im Jahre 1977 erstmalig in diesem Gebiet. Weitere Reisen folgten in den darauffolgenden Jahren, wobei eine profilartige Aufnahme großräumiger Gebiete mit umfangreicher Probennahme im Vordergrund stand, um mit diesen Informationen Satellitenbilddatenauswertung vorzunehmen.

2.3 Bisheriger Kenntnisstand_1flAr.bgftSfeb.1et

ALMOND (1979) faßt auf Basis der Literaturdaten die wissenschaftlichen Elemente des Gebietes um den Gebel Uwelnat wie folgt zusammen:

- a) Präkambrisches metamorphes Grundgebirge;
- b) Klastische, teils dem Präkambrium (Eokambrium) angehörende, überwiegend jedoch paläozoische und mesozoische Sedimente;
- c) Vier große Ringkomplexe, die in das Grundgebirge intrudierten und von N nach S namentlich sind: Gebel Baboir, Gebel Bahar1, Gebel Arkenu und Gebel Uwelnat;

- d) Andesitische und rhyolithische Vulkanite» die als Sills Teil der karbonisch-devonischen Schichtfolge sind;
- e) Über einhundert Kuppeln von Nephelin-Syeniten und Phonolithen# nur selten mit karbonatitischen Anklängen# die teils als Ringkomplexe ausgebildet sind;
- f) Zahllose hypabyssische Gangintrusionen# in der Zusammensetzung variierend von peralkalisch» alkalisch und basisch;
- g) Kleine# erodierte Kegel und Lavaflüsse von Basalt» sowie Pyroklastika.

Die Gesteine des Grundgebirges unterteilt MENCHIKOFF(1927) auf Basis des Mafit-Gehaltes in eine überwiegend leukokrate# durch Quarz# Alk-Feldspat und dunkle Glimmer ausgezeichnete Einheit und eine melanokrate Einheit» die sich durch Gehalte an Amphibolen# Pyroxenen und Feldspäten der Albit-Anorthit-Mischreihe# sowie geringe Anteile an Quarz auszeichnet. Den Metamorphosegrad der letztgenannten Einheit bezeichnet er als katazonal.

Auch KLERKX(1980) unterscheidet aus lithologischer Sicht zwei Haupteinheiten mit einer zwischengeschalteten mylonitisierten Übergangserie innerhalb des Grundgebirges. Seine Geländearbeit erfaßte dabei das südliche und westliche Vorland des Gebel Uweinat-Massivs. Die im Liegenden auftretende "Karkur Murr Serie" besteht aus Biotit-Gneisen» Metaquarziten und granulitischen Gneisen. Sie liegt in hochgradiger Amphibolit-Fazies bis Granulit-Fazies vor. Die hangende "Ayn Dua Serie" wird im wesentlichen aus migmatitischen Gneisen# wechsellagernd mit deutlich weniger verbreiteten Amphiboliten und Diopsid-Hornblende-Gneisen» aufgebaut. Diese Serie gibt KLERKX(1980) als in höherer Amphibolit-Fazies vorliegend an. Im tektonischen Bau unterscheiden sich beide Serien insofern# als daß die "Karkur Murr Serie" in N-S bis NNO-SSWstreichende Isoklinalfalten deformiert ist# während die "Ayn Dua Serie"» die nach KLERKX(1980) einem höheren Krustenstockwerk als die "Karkur Murr Serie" angehört» einen häufig überkippten Faltenbau zeigt# mit Achsenstreichen in E-W bzw. NE-SW-Richtung.

Radiometrische Datierungen von KLERKX & DEUTSCH(1977) haben für die "Karkur Murr Serie" ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter nach der Isochronenmethode mit 9-Punkten von 2673 +/- 21 Ma (@ Sr/Sr: 0.7033 +/- 0.002) ergeben# wobei dieses von den Autoren als Minimumalter angegeben wird. An anatektischen Aufschmelzungsprodukten des "Wad1 Wahesh"» die von KLERKX(1980) der "Ayn Dua Serie" zugerechnet werden» hat entsprechend einer 7-Punkte Isochrone ein Alter von 1836 +/- 43 Ma (@ Sr/Sr: 0.7080 +/- 0.0004). Datierungsversuche der Gesteine der Typuslokalität der "Ayn Dua Serie" in migmatitischen Gneisen haben keine eindeutigen Ergebnisse erbracht# einige der Punkte fielen auf die Karkur Murr-Isochrone# während andere auf die Wadi Wahesh-Isochrone fielen. Die "Mylonite von Il Passo" erbrachten eine Pseudoisochrone mit einem Alter von 2587 +/- 36 Ma# die Autoren betrachten dies als Mischalter. Katakklasis und Anatexis um 1840 Ma haben die Gesteine um "Il Passo" partiell rehomogenisiert» die primär gleich alt mit den Gesteinen der "Karkur Murr Serie" sind. KLERKX(1980) faßt die Ergebnisse seiner Arbeit am Gebel Uweinat wie folgt zusammen:

- Erste Faltungsphase mit Ausbildung von N-S bis NNE-SSWstreichenden isoklinalen# teilweise liegenden Falten; Granulit- bis hochgradige Amphibolit-Fazies Überprägung um 2670 Ma.
- Zweite Faltungsphase mit E-W bis NE-SWstreichenden# teils nach Nord vergentenden Falten; Amphibolit-Fazies um 1840 Ma mit partieller Anatexis und Migmatitbildung.
- Dritte Faltungsphase mit Ausbildung großer Dome in N-S-Richtung unbekanntem Alters# keine Metamorphoseerscheinungen.

Die das Grundgebirge wie auch die phanerozoische Sedimenthülle durchstoßenden Intrusiva und Extrusiva waren lange Zeit Anlaß kontroverser Diskussion. MENCHIKOFF(1927) nimmt mit einer Ausnahme keine Alters-einstufung vor# obwohl er die magmatischen Prozesse dieser Gegend bereits recht genau beschreibt. Bei der Ausnahme handelt es sich um einen Rhyolith-Lagergang im Karkur Murr an der Basis des "Nubischen Sandsteins"» die er mit der Grenze Devon-Karbon angibt. Ein zweites» auf die relativen Alter hinweisendes Detail beschreibt er vom Granit des Gebel Uweinat# wo er u.a. auf kreuzgeschichtete phanerozoische Sandsteine im Granit hinweist. Während SANDFORD(1935) bezüglich des Rhyoliths zum gleichen Schluß wie MENCHIKOFF(1927) kommt# beschreibt er grüne und rote Porphyre# die er mit den oberproterozoischen "Imperial-Porphyrten" (Dokhan-Vulkanite) vergleicht. Die von ihm beobachteten Basalt-Kuppen stellt er zusammen mit einigen Phonolithen und Trachyten in das Tertiär. Die Intrusion des Gebel Kamil vermutet er im Paläozoikum

(BELL & SANDFORD, 1971). BULLIET (1963) stellt fest, daß der Gebel Arkenu-Komplex kambro-ordovizische Sedimente durchstößt. Beiden weist er somit post-karbonisches Alter zu.

Die ersten radiometrisch bestimmten Alter des Gebel Uweinat-Granits und des Gebel Arkenu-Syenits ergaben vier tertiäre Alter zwischen 41 +/- 2 Ma und 44 +/- 4 Ma (MARHOLZ, 1968). Die Datierungen von KLERKX & RUNDEL (1976) bestätigten diese Alter. Sie interpretierten ihre Alter von 30-35 Ma für den Gebel Arkenu und 40-45 Ma (beides nach der K/Ar-Methode) für den Gebel Uweinat als Minimalalter. Weitere Analysen von einem Phonolith-Stock, einem Dolerit-Gang und einem Basalt-Krater ergaben in der Reihenfolge Alter von 45.6 +/- 1 Ma, 32 +/- 1 Ma und 235 +/- 5 Ma (K/Ar, Gesamtgestein). Das hohe, bis dahin nicht bekannte Alter des Basaltes, läßt die Autoren eine permo-triassische Eruptivphase postulieren.

3. PETROGRAPHIE

3.1 Definition zur benutzten Terminologie

Der Vielzahl von Arbeiten zu nomenklatorischen Problemen im Rahmen der Petrologie soll hier keine weitere hinzugefügt werden. Vielmehr handelt es sich um eine Präzisierung der im Folgenden verwendeten Termini.

Das bearbeitete Gesteinsinventar des Gebietes sollte in schnell zugänglicher tabellarischer Form wiedergegeben werden. Zudem sollten diese Tabellen für die unterschiedlichen kristallinen Gesteinstypen anwendbar sein. Dieser Ansatz führte zwangsläufig zur Zusammenfassung bzw. Auslassung vieler von anderer Seite oft sehr speziell eingesetzter Begriffe. Sofern die angewandten Begriffe nicht selbstverständlich sind, werden im folgenden die Definitionen gegeben, ggf. mit entsprechender Quelle. Es ist darauf hinzuweisen, daß makroskopisch erkennbare Gesteinseigenschaften strikt von denen unterschieden werden, die sich dem Betrachter ausschließlich unter dem Mikroskop eröffnen.

Die Korngröße ist hier als reine Schätzgröße zu verstehen. In Anlehnung an NIGGLI (1948) wurden fünf Abstufungen vorgenommen, die bei NIGGLI folgendermaßen definiert sind:

	< 0,33mm	feinkörnig bis dicht,
0.33	- 1.00mm	kleinkörnig
1.00	- 3.30mm	mittelkörnig
3.30	- 10.00mm	grobkörnig
	> 10.00mm	sehr grobkörnig

Schlierig zielt im wesentlichen auf Migmatite mit Materialinhomogenitäten von mehr oder weniger gestreckter, oft gebogener Form, die auf laminare Fließvorgänge zurückgeführt werden (MEHNERT 1968).

Ophthalmitisch sind metamorphe Gesteine, die grob- bis sehr grobkörnige, linsenförmige, meist eingeregeltelte Porphyroblasten (-klasten!) aus Feldspat oder felsischen Mineralaggregaten aufweisen, und die entweder orthogenetischen Ursprung oder dynamometamorph geprägt worden sind - Synonym: Augen-Textur (siehe auch MEHNERT 1968, MOORHOUSE 1964).

Stengel 1g erscheinen Gesteine mit vornehmlich gestreckten Mineralkomponenten, deren längste Kristallachsen parallel zur B-Achse des Gefüges eingeregelt ist oder solchen, die von zwei sich einander schneidenden Schieferungen durchzogen sind und daher in B gestreckte Mineralaggregate ausgebildet haben.

Schieferig wird jedes metamorphe Gestein genannt, dessen meist höherer Anteil an Schichtsilikaten in mehr oder weniger engständigen s-Flächen eingeregelt ist. Die s-Flächen können dabei glatt durchziehen oder verbogen bis gefältelt sein.

Gneisig werden alle metamorphen und auch intrusiv magmatischen Gesteine genannt, deren mittlere bis geringe Glimmergehalte entlang von weit- bis mittelständigen s-Flächen eingeregelt sind. Es soll damit

auch der im Englischen benutzte Ausdruck "foliated" für syntektonische Plutonite ausdrücklich mit eingeschlossen sein.

Ungeregelt sind kristalline Gesteine die im Handstück und größeren Bereichen keine bevorzugte Orientierung ihrer Mineralkomponenten erkennen lassen.

Nebulitisch sind im Handstück unregelmäßig erscheinende diatektische Migmatite die in Aufschlußdimensionen jedoch eine wolkige Verteilung von helleren und dunkleren Bereichen (MEHNERT 1968) zeigen

Lag/stratigraphisch sind Gesteine die einen Materialwechsel im Handstück erkennen lassen der bezogen auf größere Dimensionen lateral auskeilen kann.

Porphyrisch/porphyroblastisch werden Gesteine genannt die meist idiomorphe mittel- bis sehr grobkörnige Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix aufweisen.

Die Korngrößenverteilung wurde nach dem in Abs. 3.1.1 skizzierten Schemaspezifiziert (aus WINKLER 1979). Aus diesem gehen auch die drei unterschiedlichen Kornbindungstypen hervor.

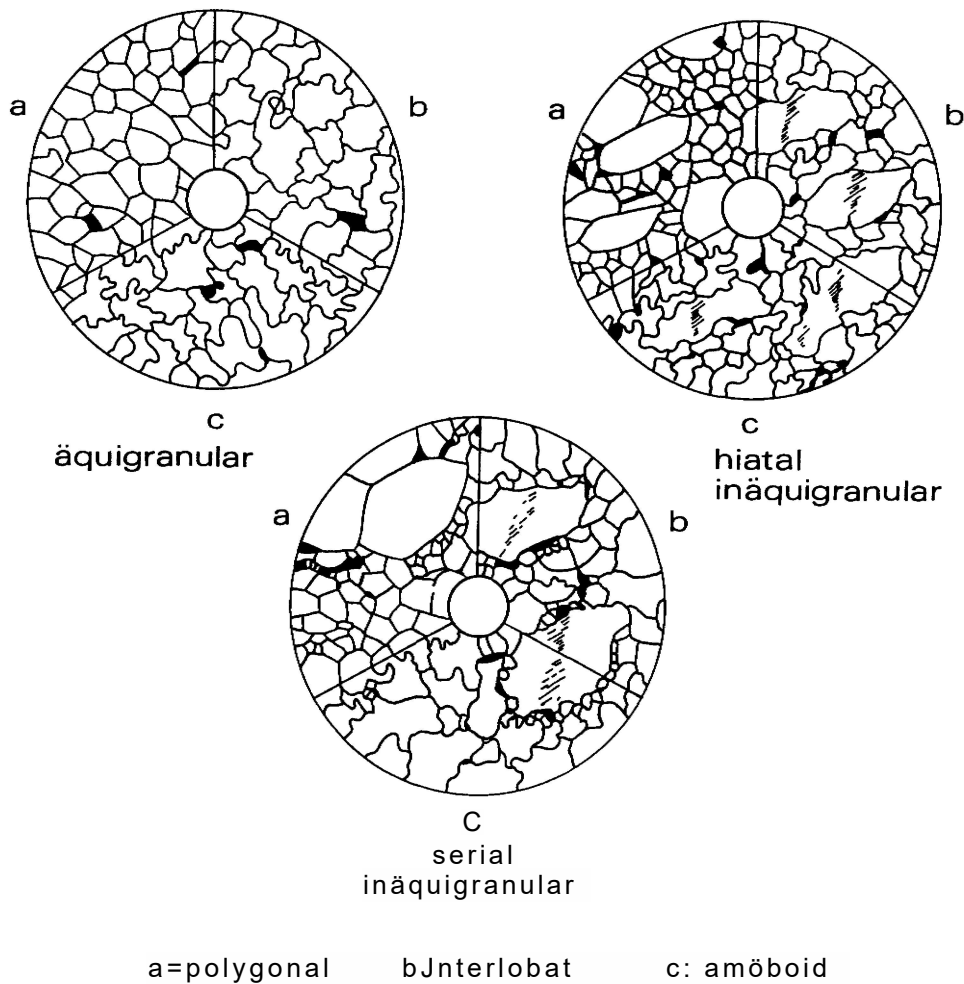


Abb. 3.1.1: Schemazur Korngrößenverteilung von Kornbindung (aus WINKLER 1979:261 umgezeichnet)

Fig. 3.1.1: Schemefor grading and boundary of mineral grains (after WINKLER 1979:261, redrawn)

Parallelschiefrig werden solche Gefögetypen genannt deren plattige oder stenglige Mineralkomponenten parallel zu den meist engerständigen planar-s-Flächen eingeregelt sind.

Flaserig/verworren-schiefrig beinhaltet zusammenfassend Gefüge in denen langgestreckte, rippenförmige

felsische Mineralaggregate# z.B. Plattenquarz# s-Flächen parallel eingeregelt sind (=flaserig), oder lentikuläre Körner bzw. Kornaggregate eine Einregelung zeigen# wobei diese dann von ebenfalls eingeregelten Glimmermineralen umschmiegt bzw. umlagert werden können (=verworren-schiefrig). Es resultieren leicht gewellte s-Flächen.

Gefügte t/s igmoideal bringt eine spitzwinklig gefaltete (gefältelt) oder wellenförmige Einregelung der Glimmer zum Ausdruck.

Blasto-kataklastisch sind ungleichkörnige# seriale bis hiatale Gefüge# in denen größere z.T. kataklastische oder undulöse Kristalle auf ihren Korngrenzen Zerreibsel zeigen (Mörtel-Struktur) oder Intersertal klein- bis feinkörnige# amöboide bis polygonale Kornaggregate auftreten# bei denen tektogene Rekristallisation in unterschiedlich starkem Maße vorliegt. Diese Aggregate können dabei monomineralisch oder diablatisch polymineralisch sein. Bei Dominanz dieser Strukturen werden derartige Gesteine in Abgrenzung zu den rein kataklastischen **Myloniten** als **Blastomylonite** bzw. als blastomylonitisch bezeichnet.

Granophyrisch drückt mikrographische Implikationsgefüge von Quarz und Feldspat aus# z.B. bei "Schriftgraniten".

Sphärolithisch werden Gefüge von hypabyssischen und extrusiven Magmatiten genannt# die zum großen Teil aus ovalen bis kugligen# meist radialstrahlig entwickelten Aggregaten aufgebaut sind# und die Intern oft selbst graphische Verwachsungen zeigen.

Ophitisch sind Gefüge# bei denen in einer Grundmasse aus xenomorphen Pyroxenen und/oder Olivinen sowie Feldspat# Erz und ggf. Glas# leistenförmige Plagioklaskristalle schwimmen# die sich gerüstartig mehr oder minder stark berühren - intersertal: oder bei denen intergranular zu den Plagioklasleisten selbständige Individuen von hauptsächlich Augit und Olivin kristallisiert sind (FREUND#1974).

Fluidal wird für verschiedene magmatische Gesteinstypen benutzt# deren Gefügekomponten aufgrund von laminaren bis turbulenten Strömungsprozessen eingeregelt worden sind.

Trachytisch sind hypabyssische bis extrusive Magmatite# die hauptsächlich aus Alk-Feldspatleisten aufgebaut sind und deren Kristalle ebenfalls durch Fließvorgänge subparallel eingeregelt sein können (MOORHOUSE,1964).

Den gefügekundlichen Definitionen sollen noch einige Gesteinsdefinitionen und mineralogische Klarstellungen nachgestellt werden.

Bei Bearbeitung des Dünnschliffmaterials zu dieser Studie hat die mikroskopische Praxis bei der Feldspatdifferenzierung zu folgender Anwendung geführt: Unter dem Begriff K-Feldspäte wird im wesentlichen Mikroklin mit seiner deutlichen Gitterung verstanden; unter Alk-Feldspäten werden die mehrphasigen Perthite, Anorthoklase oder K-Na-Sandine verstanden# aber auch Albit mit An <10%, mit und ohne Lamellierung und optisch homogener Feldspat# der meistens in Zwickelräumen Verbreitung findet und dessen Ansprache deshalb oft schwer fällt; Plagioklase sind Feldspäte mit An >10%. Unter Dunkelglimmer werden die Glieder der Biotit-Reihe verstanden. Heliglimmer sind Muscovit, Phengit und Margarit, die mikroskopisch kaum auseinanderzuhalten sind. Bei der rein optischen Differenzierung der Chlorite in Fe-# Fe-Mg-# Mg-Fe- & Mg-Chlorite wurde nach der in TRÖGER(1969:569# Teil 2) gegebenen Faustregel verfahren. Maf1^w ist ein Sammelbegriff für Pyroxene, Amphibole# Dunkelglimmer und Chlorite sowie Epidot/Klinozoisit und Zoisit.

Der Begriff Granoblastit* wird im Sinne von WINKLER(1979) angewandt. Er steht für hochgradig bzw. ehemals hochgradig regional metamorphe Gesteine der Hypersthen-Zone (überwiegend), ohne daß zonentypische Mineral paragenesen vorliegen. Das kann bedeuten, daß sie nie gebildet oder aufgrund einer weiteren, niedriggradigeren Metamorphose instabil und umgewandelt worden sind. Für weitere Details sei auf WINKLER (1979) verwiesen.

Unter Phylloniten werden mit MOORHOUSE(1964) primär hochgradig metamorphe Tektonite verstanden.

Granitoid bezeichnet eine genetisch zusammengehörende magmatische Gesteinsassoziation in der die Zusammensetzung der auftretenden Gesteinstypen von normalen Granit bis Tonalit, gelegentlich auch Diorit schwankt.

Bei geochemisch bearbeiteten Metamorphiten wurde die nach dem R1#R2-Diagramm erfolgte Klassifizierung (s. Abs. 4.3.2 & 4.4.1) adjektivisch der Gesteinsbezeichnung vorangestellt. Bei rein mikroskopisch bearbeiteten Gesteinen wurden die wichtigen Haupt- und Nebenkomponten in quantitativer zunehmender Reihenfolge dem Namen vorausgestellt. Quarz wurde dann in den Namen aufgenommen# wenn er mit >40Vol.-% vertreten ist.

3.2 Metamorphite

Die metamorphen Gesteine des Arbeitsgebietes sind an Hand der lokal vorherrschenden lithofaziellen Prägung, d.h. dominanter Gesteinszusammensetzung und metamorpher Entwicklungsprozesse, in drei Formationen unterteilt worden:

- a) **Granoblastit-Formation**
- b) **Anatexit-Formation**
- c) **Metasedimentäre Formation.**

In dem Formations-Begriff mit eingeschlossen werden als Formationsglieder jeweils Orthogneise und schwächer überprägte Metagranite, metamorphe Gesteine also, bei denen ein magmatisches Edukt angenommen wird. Das muß jedoch nicht ausschließen, daß anders klassifizierte Gneise und Anatexite nicht auch eine magmatogene Herkunft besitzen. Es erscheint sogar als sehr wahrscheinlich, daß Orthogneise verbreiteter sind, als bisher bekannt. Auf eine getrennte Bewertung der Orthogneise als Formation wurde verzichtet, da sie insgesamt bislang nur eine untergeordnete Rolle spielen und sie in ihrem Kontakt zum Gastgestein, ihrer räumlichen Erstreckung und ihrer metamorphen Entwicklung zu schlecht untersucht sind.

Als homogene Gruppe sind die Orthogneise keinesfalls zu verstehen. In dieser Arbeit steht der Begriff "Orthogneis" etwas willkürlich als Sammelbegriff für Gneise, die sich in ganz unterschiedlicher Weise vom umgebenden Grundgebirge abheben. Auf diese Unterschiede wird im Einzelnen in den entsprechenden Absätzen eingegangen.

3.2.1 Granoblastit-Formation

Gesteine dieser Einheit stehen im südlichen und östlichen Vorland des Gebel Uweinat bis unmittelbar an die steilen paläozoischen Sandsteinstufen des Massivs an (Gebiet 3). Sie setzen sich nach NE fort bis in die westlichen Bereiche des Gebel Kamil-Komplexes (Gebiet 1).

Petrographisch läßt sich diese Formation gliedern ins

- **gneisige Granoblastite und Granulite**
- **quarzitische Mylonite bis Blastomylonite**
- **Amphibolite**
- **metamorphe Ultrabasite.**

Gneisige Granoblastite und Granulite:

Die gneisigen Granoblastite und Granulite zeigen im Handstück gelbliche bis graubraune und rotbraune Verwitterungsfarben. Am Anschlag ist der farbliche Eindruck wechselnd, dunkel graugrün, bräunlichgrau bis rötlich sowie fleckig weiß mit grünlichen Tönen. Die Korngröße ist fast immer klein, nur vereinzelt treten mittelkörnige Typen auf. Ausnahmslos zeigen sie eine nicht immer deutliche, jedoch stets vorhandene Schichtung. Häufig ist zusätzlich ein s-Flächen-paralleler, engständiger Lagenbau entwickelt. Bisweilen ist zwischen beiden Flächenscharen ein geringer Winkel erkennbar. Ein typisches Merkmal sind gestreckte, oft lang aushaltende, rippenförmig auswitternde Quarzaggregate.

Das Mikrogefüge ist überwiegend faserig. Prägend sind dabei die schon makroskopisch in Erscheinung tretenden Lagenquarze. Gleichmaßen vertreten sind gleichkörnige wie serial ungleichkörnige Gefüge mit interlobat, untergeordnet amöboid ausgebildeten Korngrenzen. Der Kristall habitus wechselt zwischen stärker hypidioblastisch und stärker xenoblastisch, d.h. es sind immer beide Formtypen vorhanden, wobei ein Typ jeweils überwiegt. Fast immer zeigen die Quarzkörner undulöse Auslöschung, häufig kataklastisch. Intergranular kommt es dann nicht selten zu feinkristallinen Rekristallisationserscheinungen von Quarz (Mörtelstruktur) und untergeordnet auch Feldspat. Neben Quarz sind ebenfalls die Feldspäte des öfteren kataklastisch.

In Anlehnung an die Terminologie magmatischer Gesteine variieren diese Metamorphite in der Zusammensetzung von granitisch bis tonalitisch, d.h. Quarz, Alk-Feldspat und Plagioklas treten mit wechselnden

Verhältnissen auf.

Wie schon erwähnt tritt der Quarz immer xenoblastisch in gestreckten Kornformen oder als Zwickelfüllung auf. Meist ist er getrübt durch kryptokristalline Einschlüsse und/oder perlchnurartige aufgereichte Gas- und Flüssigkeitsbläschen. Sehr häufig sind nadelige Mikrothe von Rutil subparallel der Kornlängsachse eingewachsen (z.B. 1-52# 530-2). Mit einigen Ausnahmen tritt Alk-Feldspat quantitativ hinter Quarz und Plagioklas zurück. Oft fehlt er fast vollständig. Kommt er vor so ist er meist xenoblastisch gelegentlich auch hypidioblastisch. Strukturell handelt es sich um verschiedene Arten von Mikroperthit in etwas geringerem Maß jedoch auch um Mikroklin. Vereinzelt sind auch Mikroklinperthite zu beobachten. Häufiger sind Feldspäte mit äquiproportionaler unregelmäßiger Felderteilung. Bei diesen Blästen handelt es sich um die für Granulithe typischen Mesoperthite (1-53# 529-3). Die Alk-Feldspäte sind in wechselndem Maß sericitisiert. Der ausnahmslos vorkommende Plagioklas weist überwiegend polysynthetische Zwillingsbildung auf. Meist handelt es sich dabei um Zwillinge nach dem Albit-Gesetz. Gelegentlich treten zusätzliche Zwillingslamellen nach dem Periklin-Gesetz hinzu. Recht verbreitet sind antiperthitische Blästen die dann immer etwas größer sind als die nicht antiperthitischen Kristalle. Zonarbau ist optisch nicht erkennbar. Der Plagioklas-Habitus ist in der Regel hypidioblastisch tafelig bis isometrisch. Soweit nach der Zonenmethode ohne U-Tisch mikroskopisch abschätzbar schwankt der Anorthitgehalt zwischen Albit und Andesin. Dabei wird mit abnehmenden Alk-Feldspat-Gehalten eine Tendenz zu höheren An-Gehalten deutlich, überwiegend handelt es sich jedoch um Oligoklas. Charakteristisch für die Plagioklas sind die an ihnen zu beobachtenden Umwandlungserscheinungen. Diese reichen von schwacher bis deutlicher Sericitisierung mit zusätzlicher Calcit-Blastese und/oder einer mäßigen bis sehr starken Saussuritisierung mit Reaktionsprodukten wie Epidot/Klinozoisit Albit Sericit vereinzelt auch Zoisit Calcit und +/- Chlorit. Interessant ist daß in einigen megablastischen Mesoperthiten die Albit-Domänen auch von der Saussuritisierung betroffen sind so daß diese Blästen keinesfalls postgenetisch wohl auch nicht syngenetisch mit der Plagioklas-Umsetzung sein können (529-3). In einigen Fällen ist es zur Bildung von Myrmekit am Kornkontakt zwischen K-Feldspat und Plagioklas gekommen.

Die primären Mafit-Gehalte treten bei diesen Gliedern der Granoblastit-Formation gegenüber den hellen Gemengteilen deutlich zurück. Sie dürften kaum 20 Vol.-% überschreiten. Mit wenigen Ausnahmen ist immer brauner Biotit in geringen bis sehr geringen Mengen vorhanden. Zum Teil zeigt er auch dunkel-braunlich-grüne Tönungen. Er ist hypidioblastisch meist tafelig aber auch feinschuppig ausgebildet und immer mehr oder weniger eingeregelt. Nicht selten ist eine gesetzmäßige Verwachsung parallel (001) mit Chlorit zu beobachten. Nicht immer jedoch recht häufig sind paragenetisch z.T. ebenfalls orientiert gesproßt T-Varietäten Epidot Karbonat und Quarz anzutreffen. Hierbei handelt es sich ganz offenbar um Verdrängung von Biotit durch Chlorit was bis zum völligen Verschwinden des Biotits führen kann. Dies wird untermauert durch Pseudomorphosen von Chlorit in der genannten Paragenese jedoch ohne Biotit (528-1# 529-3) und auch durch seltene Chlorit-Sagenite die sich vermutlich aus häufiger zu beobachtenden Biotit-Sageniten entwickelt haben. Chlorit kommt aber auch noch in anderen Paragenesen oder selbständig feinschuppig bis tafelig vor. Anomal blaue und braune wie auch normale graue Interferenzfarben sind zu beobachten was auf wechselnde Gehalte an Mg und Fe schließen läßt.

Faziestypisch sind die bisweilen noch anzutreffenden Orthopyroxene. Quantitativ sind sie den auftretenden Klinopyroxenen jedoch nachgeordnet. Die Pyroxene sind immer hypidioblastisch als Relikte in verschiedenartigen Pseudomorphosen entwickelt. Die Umwandlung der Pyroxene ist oft bis hin zu völliger Verdrängung fortgeschritten so daß eine Differenzierung zwischen Ortho- und Klinopyroxen unmöglich wird zumal die oft feinkristallinen Reaktionsprodukte mit optischen Methoden nicht mehr eindeutig bestimmbar sind. Durchgeführte Röntgen-Diffraktometer-Analysen an strahlungsstabilen Mineralaggregaten haben ergeben daß es sich bei diesen um Glieder der Aktinolith-Reihe handelt. Sofern bei diesen Aggregaten überhaupt beurteilbar legt die bisweilen zu beobachtende geringfügig schiefe bis gerade Auslöschung Anteile an Orthoamphibolen (Cummingtonit Gedrit Anthophyllit) nahe. Es ist davon auszugehen daß es sich bei diesen Aggregaten um uraltisierte Klino- aber auch Orthopyroxene handelt. Neben diesen Uralit-Pseudomorphosen treten jedoch noch solche mit sehr viel komplexerer Zusammensetzung auf. Mit variablen Gehalten sind in diesen Pseudomorphosen vertreten: Talk Serpentin-Varietäten Chlorit und wieder schilfige Amphibole (z.B. 1-52). Auch bei diesen Aggregaten kann man davon ausgehen daß es sich um umgewandelte Pyroxene

handelt.

Als dritter Pseudomorphosentyp kommt zusammen mit den vorher genannten, in anderen Proben aber auch selbständig (z.B. 527-1, 535-6), eine Variante vor, die sich auszeichnet durch mehr oder weniger deutlichen isometrischen Habitus und einen Kelyphit-Saum aus grünem Biotit um einen fast kryptokristallinen Kern aus Sericit und Chlorit, +/- Calcit, Epidot und grünem Biotit. Der Kelyphitsaum kann dabei auch fehlen und der Gehalt an Chlorit zunehmen. Bei diesem Pseudomorphosentyp ist anzunehmen, daß es sich um völlig verdrängten Granat handelt. Diese Diagnose ist an einigen Proben zu belegen, wo innerhalb dieser Pseudomorphosenreliktisch Granat erhalten geblieben ist (526-1), oder wo Granat noch als recht große, isometrische, kaum angegriffene Porphyroblasten vorliegt (535-5).

Neben den rein sekundären Amphibolen kommen Amphibole auch in Form von grüner Hornblende als quantitativ zurücktretendes primäres Gemengteil häufiger vor. Die Hornblende ist durchweg hypidioblastisch prismatisch und läßt meist eine Einregelung erkennen, öfter sind poikiloblastische Verwachsungen mit Quarz, aber auch mit opakem Erz zu beobachten. Verwachsungen mit den Pyroxenen, die wohl älter sein dürften; Biotit, Chlorit und Epidot sind ebenfalls vertreten. Bei den letzteren drei Mineraltypen handelt es sich sicher zum Teil auch um Umwandlungsprodukte der Hornblende.

Mit sehr unterschiedlichen Gehalten sind die üblichen Akzessorien wie Apatit, Zirkon, Erz, Titanit, Rutil sowie Calcit vertreten. Idioblastische Formen herrschen bei ihnen vor. Apatit ist dabei kurzsäulig bis isometrisch ausgebildet, gelegentlich ist er einschlußreich sowie überproportional häufig (535-5). Zirkon kommt idioblastisch bis kantengerundet vor, er ist teilweise zoniert und metamikt. An Erzen treten opake isometrische Kristalle - vermutlich Magnetit und/oder Ilmenit -, rotbraun durchscheinender Hämatit und auch Eisenhydroxide auf. Titanit und Rutil treten meist xenoblastisch als Reaktionsprodukte in Mafit-Nestern auf, kommen aber auch z.T. Idioblastisch körnig außerhalb der Nester vor, insbesondere der Rutil. Nicht selten hat eine weitgehende Umsetzung zu Leukoxen stattgefunden. Calcit sowie Epidot/Klinozoisit und Zoisit sind ebenso meist sekundäre Reaktionsprodukte mit hypidioblastischen Formen. Sie sind im einzelnen schon aufgeführt worden. Mengenmäßig können letztgenannte stark zunehmen.

Quarzitische Blastomylonite und Mylonite:

Bei den Blastomyloniten und Myloniten herrschen im Handstück milchig-weiße bis braune und graue Farben vor. Aufgrund der oft starken Verwitterung ändert sich dieser Eindruck auch im Anschlag kaum.

Im-Mikrogefüge leiten sie sich aus den gneisigen Granoblastiten ab. Im Unterschied zu diesen sind hier Kataklyse und/oder Rekristallisation stärker und der Regelungsgrad häufig noch ausgeprägter, so daß bei einigen von "Phylloniten" gesprochen werden kann. In einem Phyllonit kann (1-43) deutlich eine zweite Schieferung nachgewiesen werden, die mit etwa 36° die erste schneidet.

In ihrer Zusammensetzung sind sie wenig variabel, Quarz ist dominant. Er tritt immer xenoblastisch in gestreckten Körnern und Kornaggregaten auf, z.T. rippenförmig. Größere Kataklasten sind meist von kleinen Zerreibseinen oder Rekristallisationszonen umgeben. Der nur untergeordnet anzutreffende primäre Feldspat ist ausnahmslos kaolinisiert. In den Kaolin-Pseudomorphosen treten neben Kaolin noch Chlorit, Almoserpentin (?), Sericit und Eisenoxide wie -hydroxide auf. Die Gehalte an Magnetit, untergeordnet Hämatit und Goethit, nehmen bei einigen Proben deutlich zu.

An einer Probe wird die unmittelbare Herleitung der hier besprochenen Tektonite aus den Granoblastiten und Granuliten deutlich (530-1). Hier treten im quantitativ vorherrschenden, plattigen Quarz, langgestreckte Linsen und zopfförmige Lagen auf, deren Kernzonen aus mikrokristallinem Talk, Chlorit und etwas Sericit, bestehen und die umschlossen werden von einem senkrecht zur Peripherie der Pseudomorphose gesproßten, lattenzaunartigen Hellglimmer-Saum. Die Paragenese der Kernzonen ist identisch mit einem Typ von Pseudomorphosen nach Pyroxen in den Granoblastiten. Ferner ist noch ein geringer Gehalt an Alk-Feldspat zu finden, der zu einem Teil sicher zur Bildung der großen Mengen an Hellglimmer beigetragen hat, obwohl sie als Individuen selbst nicht sericitisiert sind,

Amphibolite:

Im Handstück zeigen die Amphibolite sämtlich rotbraune Anwitterungsfarben und sind am frischen Bruch dunkelgrün, mit gleichmäßig verteilten milchig-weißen Flecken, die Korngröße ist mittel- bis feinkörnig.

Eine gneisige Regelung ist stets vorhanden» wenn auch wenig ausgeprägt.

Das Mikrogefüge ist granoblastisch ausgebildet» hauptsächlich gleichkörnig. Der Kristallhabitus ist hypidioblastisch» die Mafite sind häufig auch idioblastisch entwickelt.

Bei der Zusammensetzung herrschen Plagioklas und Hornblende vor. Während Hornblende gleichmäßig häufig ist» schwankt der Bestand an Pyroxen erheblich. In einem Fall übersteigt der Pyroxen-Gehalt den an Amphibol (1-47).

Die hypidioblastischen Plagioklase zeigen meist polysynthetische Zwillinglamellierung. Eine Zonierung ist nicht ausgebildet. Der An-Gehalt liegt im Bereich von Oligoklas bis Andesin» scheint aber durchschnittlich höher zu sein als bei den leukokraten Gesteinsgliedern dieser Formation. Auch hier zeigen die Plagioklase wieder eine teilweise deutliche Umwandlung» dabei tritt Sericitisierung gegenüber Saussuritisierung zurück.

Von Gestein zu Gestein verschieden» kommen etwa äquiproportional bräunliche oder grüne Hornblenden» die hypido- bis idioblastisch entwickelt sind» vor. Umwandlungserscheinungen sind sehr selten» jedoch können Paragenesen mit Epidot/Khnozoisit» Biotit und Chlorit zumindest zum Teil auf Verdrängung der Hornblende hindeuten. Häufig sind beobachtete Paragenese von Klinopyroxen» +/- Orthopyroxen und Hornblende» mit einer Kernzone aus Pyroxen. Als weitere Amphibole sind häufig noch Glieder der Aktinolith-Reihe oder aktinolithisch ausgebildete Hornblende in diesen Paragenesen vertreten. Sie besetzen dann entweder die Korngrenzen zwischen Pyroxen und Hornblende» oder sind innerhalb der Pyroxenblasten gesproßt. Die Aktinolithbildung kann stark zunehmen. In diesen Fällen sind die Blästen nicht nur zusammen mit Serpentin und Talk in den Umwandlungsbereichen oder schon völlig verdrängten Pyroxenen anzutreffen» sondern auch als spießiger Saum älterer bräunlicher Hornblende.

Entsprechend ihrer Paragenese treten die Pyroxene sowohl xenoblastisch als Relikte in Amphibolen» als auch selbständig hypidioblastisch bis idioblastisch» tafelig oder körnig auf.

In jedem Fall dominieren die Klinopyroxene mit Gliedern der Diopsid- oder Augit-Reihe. Bei den Orthopyroxenen ist der Grad der Umsetzung stets höher» besonders dann» wenn auch die Plagioklase stark saussuritisiert sind. Hier treten die schon erwähnten Pseudomorphosen aus Serpentin und Talk mit Anteilen an spießigen Amphibolen und Pyroxenrelikten auf» bei denen auf primäre Orthopyroxene geschlossen wird. Gleichmaßen bei Ortho- und Khnoopyroxenen verbreitet ist eine feingliedrige bis gröbere Lamellierung. Gelegentlich paßt sich diese noch in den Pseudomorphosen nach Pyroxen durch.

Als weitere Mafite sind meist brauner Biotit und chemisch variabler Chlorit in geringer Menge vertreten. Beide Mineraltypen zeigen dann feinschuppigen» die Chlorite auch büscheligen Habitus.

Akzessorien sind erstaunlich wenig vorhanden. Nur Erz ist gleichmaßen in geringer Menge immer anzutreffen. Titanit ist ausgesprochen selten zu beobachten. Poikiloblastisch mit Hornblende tritt auch Quarz auf.

Meta-Ultrabasaltex

Die Meta-Ultrabasalte sind als magmatische Gesteine genetisch den Orthogneisen vergleichbar» in ihrer Zusammensetzung jedoch nicht. Ebenso wie bei den Orthogneisen ist ihre Lagerungsbeziehung zum umgebenden Gestein bisher meist ungeklärt. Doch sind sie im Gegensatz zu den Orthogneisen an ihrer auffällig abweichenden Zusammensetzung leicht als magmatogenerkennbar. Die Stellung des in diese Gruppe mit einbezogenen Serpentin-Karbonat-Fels (530-4) ist völlig offen.

Im Handstück braun anwitternd sind sie mit einer Ausnahme» am frischen Anschlag dunkel-grünlich bis grau. Bei der Ausnahme (530-4) handelt es sich um einen Karbonat-Fels mit hellgrauer Matrix» in der grünlichgelbe» mehrere Millimeter große Knoten in beträchtlicher Menge schwimmen. Die klein- bis mittelkörnigen Gesteine sind unregelmäßig massig; in einem Fall ist eine schwache Regelung ausgebildet (531-2).

Im Mikrogefüge bei letztgenanntem gangförmig auftretendem **Meta-Pyroxen-Hornblende-Gabbroerit** ist die Regelung auch sichtbar. Die Mineralkomponenten sind fast alle xenoblastisch» nur selten hypidioblastisch und mit ihren längsten Kristallachsen subparallel eingeregelt» sofern sie nicht gedrungen körnig ausgebildet sind. Etwa zu gleichen Teilen treten Plagioklase und Mafite auf. Bei dem Plagioklas handelt es sich um gelegentlich lamellierten» aber oft zonierten Labradorit. Bei den Mafiten sind gleichrangig blaß grüne Hornblende und Klinopyroxene untergeordnet auch Orthopyroxene vertreten» die untereinander im

direkten Kornkontakt vorkommen können. Entlang der Korngrenzen der Klinopyroxen aber auch 1m Inneren von Ihnen - parallel zu Ihrer Lamellierung - Ist die Hornblende spießig bis schilfig entwickelt» so daß in diesen Fällen von aktinolithischer Hornblende gesprochen werden kann. Bei den Klinopyroxenen handelt es sich um Diallag. Entlang der Lamellen» die bei größeren Individuen regelmäßig vorkommen» Ist zum Teil Orthopyroxen entmischt worden. Die Orthopyroxene (Bronzit) kommen aber auch als selbständige xenoblastische Kristalle vor und sind mit Sicherheit nur durch ihren optisch negativen Charakter vom Diopsid zu unterscheiden.

Offenbar in Form eines Stockes auftretend Ist ein **Meta-(011v1n-)Hornblende-Pyroxenit** angetroffen worden (530-3). Unter dem Mikroskop sind für dieses Gestein die gesteinsbildend vorkommenden» filzigen Talk-Pseudomorphosen charakteristisch. Häufiger ist es im Kern dieser Aggregate zur Bildung von ebenfalls filzigem Serpentin gekommen. Selten schwimmen in den reinen Talk-Pseudomorphosen noch Pyroxen-Relikte. Es wird so deutlich» daß es sich hier um umgewandelte Pyroxene handelt. Wenn auch reliktsch nicht mehr erhalten» wird bei den Serpentin-Talk-Pseudomorphosen davon ausgegangen» daß Olivin das Ausgangsmineral war. Bei den auftretenden Amphibolen kann zwischen brauner» "basaltischer" Hornblende und zum Teil extrem langnadeligen Grammatit unterschieden werden. Der Grammatit ist farblos und sowohl in den Talk-Pseudomorphosen» als auch randlich an der braunen Hornblende anzutreffen. Ferner treten ein brauner Glimmer - in dieser Paragenese sicher Phlogopit - und Mg/Fe-Chlorit auf.

Zusammen mit diesem Gestein tritt ein **Calcit-Ankerit-Serpentin-Fels** auf (ES 530-4). Unter dem Mikroskop sind Serpentin-Aggregate nach primären Olivin zu beobachten» die in einer karbonatischen» körnigen Matrix schwimmen. Röntgen-Diffraktometer-Analysen haben gezeigt» daß es sich bei den Karbonaten überwiegend um Calcit und Ankerit» und bei dem Serpentin um Chrysotil und Lizardit handelt.

Als letztes ultramafisches Gestein sei hier ein relativ erzeicher **Serpentin** aufgeführt» der als kleine Linse im westlichen Gebel Kamil-Komplex gefunden wurde (1-56). Unter dem Mikroskop zeigen sich filzig» blätterige Serpentin-Aggregate. Erz tritt tröpfchenförmig auf. Karbonat Ist entlang von Spaltrissen und Miarolen kristallisiert. Es ist Olivin als Edukt der Serpentinminerale zu vermuten.

3.2.2 Anatexit-Formation

Das Verbreitungsgebiet dieser Formation schließt sich östlich und westlich an das der Granoblastit-Formation an. Soweit beobachtbar» ist ein direkter Kontakt zwischen beiden Formationen nicht nachzuweisen» da er entweder übersandet Ist» oder durch Sedimentgesteine überdeckt wird. Das Verbreitungsgebiet umfaßt die zentralen und östlichen Gebiete des Gebel Kamil-Komplexes (Gebiet D)» sowie im Westen das Gebiet der "Peneplain" (Gebiet 2). Die südliche Fortsetzung der Gesteine dieses Gebietes ist wohl in der "Ayn Dua Serie" von KLERX(1980) zu sehen» die die westliche Hälfte des Gebel Uweinat-Umlandes einnimmt.

Der Geländeindruck im Bereich dieser Formation wird geprägt durch die Heterogenität der anstehenden Gesteine. Die Migmatite sind großflächig durchdrungen von Graniten verschiedenen Alters. Innerhalb der Migmatite sind z.T. größere Schollen von paläosomatischen Gneisen» anatisresistenten Quarziten und gebänderten Marmoren anzutreffen» deren Schieferung bzw. Bänderung häufig deutlich abweichendes Streichen von dem der Migmatite zeigt. Im westlichen» größeren Teil der Peneplain nimmt der Anteil der paläosomatischen Gneise deutlich zu. Die Übergänge von migmatischen Gneisen zu den NE-SW bis NNE-SSW streichenden» mäßig steil nach NW fallenden paläosomatischen Lagengneisen sind fließend.

Im Gebel Kamil-Komplex sind die Kontaktbereiche zwischen Migmatiten» Gneisen und Graniten nur selten nicht von jüngeren Ablagerungen überdeckt. Sofern sie zugänglich werden» erscheinen sie zwischen den Migmatiten und paläosomatischem Edukt fließend» während der Kontakt zwischen Anatexiten und den Quarziten» Marmoren und Graniten diskordant und scharf verläuft.

Die polymetamorphe Natur des Gesamtgebietes erschwert eine **petrographische Differenzierung**» besonders innerhalb dieser Anatexit-Formation» so daß der vorgenommene Versuch als erster Ansatz zu werten ist» der ggf. durch weitere Geländearbeit präzisiert werden muß. Mit dieser Einschränkung sind die Migmatite der Anatexit-Formation in **hochanatektische Diatexite** und **schwächer anatektische Metatexite** zu trennen. Aufgrund der kleinräumigen und vielfältigen Übergänge war es jedoch nicht möglich» beide in beiliegender

Karte (Anhang) kartographisch zu trennen. Hinzu kommen ausschließlich mafische, mit metatektischen Prozessen in Verbindung zu bringende **Restite** neben **restitähnlichen» genetisch jedoch fraglichen Gesteinen»** die mengenmäßig stark zurücktretend, überall zu finden sind. An einer Stelle wurden darüber hinaus noch **Kalk-Silikat-Felse** vorgefunden» die neben den schon erwähnten **Marmoren** und **Quarziten** zum anatektischen Restbestand zu zählen sind. Als weiteres Formationsglied sind **Orthogesteine** zu nennen.

Diatexite:

Die als Diatexite eingestufteten Gesteine treten entweder als großflächig zusammenhängende oder als kleinere isolierte Gesteinsaufschlüsse auf» Innerhalb von morphologisch als weitspannige Senken ausgebildete» durch Denudation geschaffene Ebenen. Anzeichen für Intrusionsformen sind bei den Diatexiten nicht zu beobachten. Vielmehr befinden sie sich in komplexer Assoziation mit metatektischen und paläosomatischen Gesteinen. Dabei sind die Übergänge wenig untersucht worden» da sie oft von Sand überweht sind.

Im Handstück ist der farbliche Eindruck der Diatexite fleckig, dunkel-grünlichgrau mit rosaroten Einlagerungen, die meist homogen» teils schlierig verteilt sind. Hellere und dunklere Varietäten sind anzutreffen. An einigen Fundpunkten ist neben plattiger Zerklüftung eine undeutliche Gneistextur zu beobachten (1-71 bis 1-77). Die makroskopisch maximal meist mittel körnig wirkenden Gesteine» lassen im Mikrogefüge oft einen geringen Anteil einer feinkörnigen Matrix erkennen. Andererseits fallen bereichsweise porphyroblastische Varietäten auf (1-5), die grobkörnige Alk-Feldspat-Einsprenglinge führen. Ob nun serial ungleichkörnig» porphyroblastisch oder homogen gleichkörnig» sind die Diatexite im Mikrogefüge doch ausnahmslos granoblastisch entwickelt. Der Habitus der einzelnen Komponenten ist unterschiedlich.

Die Zusammensetzung der Diatexite wechselt von granitisch über granodioritisch bis quarz-monzonitisch (s. Abs. 4.3.2). Ihre Hauptbestandteile sind Plagioklas» Alk-Feldspat» Quarz und Biotit» lokal ist grüne Hornblende verbreitet» die an einem Fundpunkt von diopsidischem Pyroxen begleitet wird.

Der Habitus der Plagioklase ist in der Regel isometrisch bis tafelig mit hypidio- bis idioblastischen Korngrenzen. Das massenhafte Auftreten von Sekundärprodukten wie Sericit» Epidot/Klinozoisit» Chlorit und Calcit zeugt von einer nachträglichen» intensiven Sericitisierung bzw. Saussuritisierung. Sofern diese Sekundäreinlagerungen zurücktreten» sind gelegentlich Antiperthit-Strukturen und ein schwach ausgebildeter Zonarbau zu erkennen. Mangels geeigneter Meßobjekte muß bei letzterem offenbleiben» ob eine normale oder inverse Zonierung vorliegt. In der Regel sind polysynthetische Zwillinglamellen entwickelt. Nur selten ist der An-Gehalt meßbar. Aufgrund der Lichtbrechung dürfte er jedoch meist unter 30% liegen. Bei weniger stark umgesetzten Blästen scheint aufgrund der recht hohen Na-Gehalte bei den chemisch analysierten Gesteine (Abs. 4.4.5) der Verdacht auf Albit bzw. albitreiche Glieder begründet.

Die K- bzw. Alk-Feldspäte sind überwiegend mit mittleren Gehalten vertreten. Einzelne Gesteine sind jedoch fast frei von Alk-Feldspat. Die isometrischen Blästen sind im Gegensatz zu den Plagioklasen hypidio- bis xenoblastisch entwickelt. Von Gestein zu Gestein wechselnd» tritt einmal Mikroklin vor Lizenperthit in den Vordergrund» ein andermal sind stark fleckige» mesoperthitische Schachbrettabite statt des Mikroklin zu beobachten. Die Korngröße der Blästen ist schwankend» sie kann kleiner» gleich groß oder größer als die der Plagioklase sein. Dabei läßt sich beobachten, daß Perthite die Tendenz zu Megablasten aufweisen. Nur sehr vereinzelt ist es zu Myrmekitbildung zwischen Plagioklas und Alk-Feldspat gekommen.

Quarz. Ist stets» zumindest in geringen Mengen, vorhanden. Immer ist er xenoblastisch entwickelt, unterschiedlos» ob als Zwickelfüllung oder als vereinzelt auftretender Großkristall. Fast ausnahmslos wirkt er durch Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, die teilweise massenhaft auftreten, stark getrübt. Hinzu kommen häufig» unregelmäßige Einlagerungen von Rutil-Nädelchen. In manchen Lokalitäten zeigt der Quarz deutliche bis schwache undulöse Auslöschung» während diese in anderen nicht zu beobachten ist.

Häufigste mafische Komponente der Diatexite ist meist grüner, selten bräunlicher Biotit. Er tritt jedoch gegenüber den hellen Komponenten deutlich zurück. Gelegentlich ist er nur in Spuren enthalten. Sein Habitus wechselt zwischen überwiegend hypidio- bis idioblastisch, grobblättrig und gestreckt schuppig, wobei teilweise ein Hiatus in der Korngröße auf zwei Generationen hindeutet. Bei den grobblättrigen Blästen zeigen häufig konkave oder ausgefrante Korngrenzen, sowie gelegentliche mikrokristalline Titanit-säume» daß hier prä-anatektische Individuen während der Anatexis korrodiert wurden, um bei retrograden PT-Bedingungen wieder als zweite Generation, meist innerhalb der Plagioklase, auszukristallisieren. Bei

Gegenwart von Hornblende kommt er paragenetisch mit dieser in Form von Haufwerken vor. An solchen Aggregaten sind dann meist noch Epidot» Titanit» Calcit» Apatit und opake isometrische Erzkörner in wechselndem Maßbeteiligt. Der Biotit ist hier meist feinkörniger. Über die Richtung der Reaktion» ob von Biotit nach Hornblende oder umgekehrt» läßt sich schwer eine Entscheidung treffen, da die beobachteten Fakten widersprüchlich sind. Diablastische Aggregate von Calcit und Biotit sowie Epidot zeugen von einer Biotitierung der Hornblende. Grobblättrige Biotite lassen vereinzelt eine subparallele Verwachsung mit Chloriten erkennen, ein Phänomen, das auch vereinzelt (1-67) bei der Hornblende zu beobachten ist. Diese Mafitparagenesen scheinen Manifestation des polymetamorphen Charakters dieser Gesteine zu sein und geben den pro- wie auch den retrograden Metamorphosecharakter reliktsch wieder. Die großblättrigen Biotite sind bei isoliertem Auftreten häufig als Sagenite ausgebildet und lassen durch gelegentliche Flexuren eine tektonische Beanspruchung erkennen. Eine Einregelung der Biotitblasten ist kaum einmal festzustellen.

Als weitere mafische Komponenten treten die schon angesprochene Hornblende» in einem Fall (1-106) auch diopsidische Pyroxene auf. Die Hornblende zeigt ausschließlich grüne Färbung» ist meist hypidioblastisch mit körnigen bis prisomatischen Kornformen. Selten zu beobachtende schilfige Partien belegen wie die schon erwähnten anderen Beobachtungen» einen partiellen retrograden Zerfall in Aktinolith. Auch die wenigen blaßgrünlichen Pyroxene sind nicht mehr unverändert, sondern zeigen weitgehende Verdrängungserscheinungen durch Talk, Sericit, Chlorit und Aktinolith. Oft sind sie von braunem Biotit oder grüner Hornblende umgeben.

Die Akzessorien der Diatexite unterscheidet sich nicht von denen der anderen Gesteinstypen und sind weitgehend schon genannt worden. Apatit tritt Idioblastisch körnig bis kurzsäulig auf, gelegentlicher Zirkon dagegen nur Isometrisch kantengerundet. Titanit zeigt sowohl idioblastische Rhomboeder, als auch xenoblastische Kornaggregate und ist bisweilen zu Leukoxen umgesetzt. Epidot ist körnig hypidioblastisch in Paragenese mit anderen Mafiten» wie auch polkiloblastisch oder häufig in Form trüber Nester als Umsetzungsprodukt in den Plagioklasen. Die stellenweise häufigen Chlorite variieren» in ihrer Zusammensetzung von mehr Fe-betonten zu mehr Mg-betonten Typen.

Metatexite:

Die den Metatexiten zugeordneten Anatexite (1-6, 1-83» 1-83a) zeigen im Unterschied zu den Diatexiten makroskopisch bereits im Handstück eine wechselnd stark entwickelte Zweiphasigkeit. Ferner ist bei ihnen noch eine deutliche Einregelung der Komponenten präsent. Die felsischen Komponenten haben sich dabei entweder in Schlieren oder Linsen angesammelt» wobei aber die dem Metatekt anderenorts in der Regel eigene Grobkörnigkeit durch nachträgliche Blastomylonitierung weitgehend fehlt, wie die Dünnschliffe zeigen. Felsische wie mafische Komponenten erscheinen serial ungleichkörnig, wobei erstere nur vereinzelt hypidioblastischen Habitus erkennen lassen» überwiegend jedoch xenoblastisch mit interlobater Kornbildung sind.

In der pauschalen mineralogischen Zusammensetzung gleichen die Metatexite den Diatexiten. Plagioklas» Mikroclin» fleckperthitischer Alk-Feldspat und Quarz werden ergänzt durch die Mafite Biotit» Hornblende und etwas Klinopyroxen, sowie Sericit» Epidot und die üblichen Akzessorien. Dabei sind die Umsetzungserscheinungen denen bei den Diatexiten beschriebenen vergleichbar.

Mobilisate:

Bedingt durch vielerorts unzureichende, unübersichtliche Aufschlußverhältnisse, gepaart mit begrenzter Zeit, ist es nicht gelungen» ein zweifelsfrei als pegmatoides Leukosom zu bezeichnendes Gesteinsmaterial zu beproben. Von zwei rosaroten Handstücken» deren weitgehend mafitfreie» feldspatreiche Zusammensetzung auf das Vorliegen einer mobilen Phase schließen lassen» weist nur eines (1-136) grobkörnige Partien auf, während das andere (1-3) aplitischen Charakter erkennen läßt. Beide Handstücke sind daher als Mobilisate bezeichnet worden» ein Terminus ohne genetische Aussage.

Das aplitische Handstück zeigt eine schwache Einregelung, und das Mikrogefuge zeigt seriale Kornabstufungen mit interlobaten Bindungen. Die pauschale Zusammensetzung ist alk-granitisch. Mikroclin und Quarz dominieren und sind xenoblastisch entwickelt. Der mengenmäßig zurücktretende Plagioklas zeigt hypidioblastische Formen. Er ist stets sericitisiert» während der K-Feldspat und Quarz frisch wirken. Unter den vereinzelt auftretenden Mafiten finden sich schuppige Biotite und Chlorite sowie opakes Erz.

Das Mikrogefüge des zweiten Mobilisates (1-136) ist ophthalmitisch mit tektonischer Prägung. Die Zusammensetzung ist hier gleichfalls granitisch. Xenoblastische Megablasten aus Plagioklas und z.T. perthitischem Alk-Feldspat schwimmen in einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas und Alk-Feldspat, zu der Quarz hinzutritt. Dabei bildet Quarz gestreckte bis s-förmig gebogene Aggregate und Zöpfe. Der Anteil dieser xenoblastischen, interlobat gebundenen Matrix ist groß. Akzessorisch finden sich Biotit, Chlorit, Erz und Apatit.

Restite und restitähnliche Gesteine:

Unter den Pauschalbegriffen "Restite" und "restitähnliche Gesteine", sind melanokrate Gesteinsglieder zusammengefaßt, die, mit einer Ausnahme, in lokalem Zusammenhang mit diatektischen, mit metatektischen oder metablastischen Gesteinen stehen. Im einzelnen handelt es sich dabei um Spinell-Sillimanit-Almandin-Cordierit-Gneise, Biotit-Aktinolith-Plagioklas- und Aktinolith-Cordierit-Felse sowie Amphibolite.

Der **Spinell-Sillimanit-Almandin-Cordierit-Gneis** (1-116, 1-117) wirkt im Handstück dunkel bräunlichgrau und zeigt mehrere Millimeter große Granat-Megablasten, die in einer feinkörnigen Matrix eingelagert sind. Durchzogen wird das Gestein von hellgrauen Adern und Zöpfen, die sich im Dünnschliff als Sillimanit-Aggregate herausstellen. Die Granate sind linsenförmig ausgewalzt und subparallel zu den Sillimanit-Zöpfen eingeregelt. Unter dem Mikroskop sieht man, daß es sich bei dem Granat um linsenförmige Aggregate handelt, die sich aus idioblastisch isometrischen Kristallen zusammensetzen. Teilweise sind sie poikiloblastisch mit Cordierit, Quarz, Erz und Sillimanit verwachsen, andere Blästen zeigen noch skelettartige Kristallformen. Die in den Granat-Porphroblasten eingelagerten Sillimanit-Nadeln lassen keine wesentliche Richtungsänderung in bezug zu ihrer primären Einregelung erkennen. Die Einlagerung von Sillimanit im Granat ist ein Indiz für frühere Bildung des Sillimanits. Der Hauptanteil des Sillimanits ist verbreitet in Form der erwähnten zopfartigen, schiffig strukturierten Aggregate, daneben aber auch als idiomorphe Körner und Säulen. Der gesteinsbildende Cordierit ist stets hypidioblastisch und feinkörnig. Abgesehen von einer immer präsenten, schwachen, submikroskopischen Bestäubung wirkt er frisch. Während die Cordieritkristalle untereinander eher polygonale Korngrenzen entwickeln haben, sind die Korngrenzen gegenüber Quarz, Alk-Feldspat und Plagioklas stärker interlobat ausgebildet. Quarz ist xenoblastisch ungleichkörnig, frisch, stets undulös, häufig kataklastisch und zeigt oft gestreckte Formen. Auch der Alk-Feldspat ist überwiegend xenoblastisch. Er entwickelt häufig etwas überdurchschnittlich große Blästen. Nur entlang von Spaltrissen ist er gelegentlich sericitisiert. Plagioklas tritt in Form kleiner hypidioblastischer Körner auf. Stets sind bei ihm polysynthetische Zwillinglamellen zu erkennen. Sein An-Gehalt liegt im Mittel bei 30%. Akzessorisch im Gestein enthalten ist ein grünlichbrauner, idioblastischer Spinell, der häufig mit Erz verwachsen ist. In geringen Mengen findet sich ferner eingeregelter brauner Biotit in idioblastischen Schüppchen. Bei nicht selten zubeobachtenden wirrfaserigen Sericit-Pseudomorphosen ist das Primärmineral unklar. Es könnte sich um vertalkte Pyroxene oder um pinitisierte Cordierite handeln. Etwas Chlorit und Zirkon sind weitere Akzessorien.

Aufgrund der andernorts nicht mehr angetroffenen wichtigen, fazieskritischen Paragenese fällt diesem Gestein bei der Feststellung des Metamorphosegrades eine wichtige Rolle zu (Abs.33.2).

In engem räumlichen Zusammenhang mit dem vorausgehend beschriebenen Gneis wurde ein stark tektonisch geprägter **Biotit-Quarz-Cordierit-Blastoiaylonit** (1-118) beobachtet im Handstück farblich annähernd identisch mit dem Gneis, zeigt auch er eine Augen-Textur mit einem linear faserigen Mikrogefüge. Linsenförmige, eingeregelt Aggregate und Megablasten von Cordierit, Alk-Feldspat und Plagioklas werden umströmt von einer feinkristallinen bis dichten Matrix von Quarz, Feldspat und Cordierit sowie kleinsten, eingeregelt Biotit-Schüppchen und Nadeln. Die mittelkörnigen Megablasten zeigen teilweise eine geringe Rotation und sind im Stadium des Abbaus durch Matrix. Idioblastischer Orthit, Sericit, Epidot, Chlorit, Calcit und opakes Erz sind in Spuren vorhanden.

Der **Biotit-Aktinolith-Plagioklas-Fels** (1-13) zeigt im Handstück graue Farbe und ist feinkörnig. Er führt rötliche Einschlüsse, die sich unter dem Mikroskop als Aggregate xenoblastischer Alk-Feldspäte erweisen. Hauptkomponente des Gesteins ist jedoch isometrischer, hypidioblastischer Plagioklas, der nur andeutungsweise Zwillinglamellierung offenbart. Eine schwache Sericitisierung sowie Calcitmischung ist an ihm zu beobachten. In beträchtlicher Menge sind Amphibole der Aktinolith-Reihe vertreten. Sie kommen

sowohl als gut definierte« idblastische Stengel mit gelegentlich zu beobachtenden Zwillingslamellen, wie auch in Form blätteriger« schilfig strukturierter Aggregate vor, möglicherweise handelt es sich um Pseudomorphosen nach primärer Hornblende. Stets sind diese Minerale blaßgrün getönt. Eine weitere Nebenkomponente ist gestreckt schuppiger« olivgrüner Biotit. Biotit wie Aktinolith zeigen keinerlei Regelung, sondern sind wlrstrahlig im Gestein eingelagert. In Paragenese mit beiden, häufig als Einlagerung, sind Epidot und Calcit zu beobachten. Weitere Akzessorien sind Quarz, Chlorit, Apatit, Rutil und opakes Erz.

Der **Aktinolith-Cordierit-Fels** (1-135) ist im Handstück von blaugrüner Farbe und von splittrigem Bruch. Das Mikrogefüge wird aufgebaut aus hypidio- bis xenoblastischem, feinkörnigem Cordierit als Hauptkomponente. Nebengemengteile sind grünlicher, blätterig entwickelter Aktinolith und in ihm meist eingelagerter, feinkörniger Epidot. Auch hier ist keinerlei Regelung der Komponenten vorhanden, allerdings zeugt eine seriale Korngrößenverteilung, zusammen mit bereichsweiser amöboider Kornbindung und Plättung vieler Cordierite, von einer blasto-kataklastischen Überprägung.

Wie generell in der Gruppe der Restite und der Restitähnlichen, ist auch die genetische Stellung der angetroffenen **Anphibolite** keineswegs sicher. Im Handstück sind sie stets grün doch meist mit milchigweißen Feldspatflecken durchsetzt. Sie wirken überwiegend mittelkörnig und völlig ungerichtet. Eine Ausnahme bildet Probe 1-137, bei der eine gneisige Regelung vorliegt. Grobkörnig ist ein Amphibolit, der als Xenolith im Verbreitungsbereich von paläozoischen "porphyrischen Graniten" (s. Abs. 3.4.1) gefunden wurde.

Das Mikrogefüge ist in der Regel serial ungleichkörnig granoblastisch ausgebildet, doch ist der gneisig geregelte Amphibolit gleichkörnig. Bei der Zusammensetzung herrschen überlicherweise Plagioklas und grüne Hornblende vor. Bei zwei xenolithisch in den Diatexiten auftretenden Amphiboliten (1-18, 1-82) ist eine von innen nach außen zunehmende Biotit-Blastese feststellbar. Dieser in Amphiboliten sonst unübliche Reichtum an Biotit und seine spezielle Verteilung sprechen für die Restithypothese in diesen beiden Fällen.

Der Biotit ist in beiden Xenolithen olivgrün und xeno- bis idblastisch ungerichtet. In einem der beiden Gesteine hegt er als Sagenit vor. Vereinzelt ist er mit Chlorit verwachsen. Die serial ungleichkörnigen, hypidromorphen Plagioklas-Individuen sind häufig fast völlig erfüllt von ihren Zersetzungsprodukten Sericit und Epidot/Klinozoisit. Größere Blästen sind teilweise deutlich prismatisch und darüber hinaus noch schwach zonar, dagegen neigen kleinere zu isometrischem Habitus. In einem biotitfreien, in Wechsellagerung mit einem hellen Gneis aufgefundenen Amphibolit (1-26) sind die Plagioklase weit weniger stark umgesetzt als bei den beiden xenolithischen Typen, so daß hier ein An-Gehalt von 40% bestimmt werden konnte. Die grüne Hornblende ist hypidioblastisch, bisweilen xenoblastisch, mit isometrischem, tafeligem oder prismatischem Habitus. In einem Gestein (1-26) ist sie teilweise poikiloblastisch. Ihr Anteil kann auf 90% steigen (1-87). Häufig wird sie von Epidot, teilweise sogar in beträchtlichen Mengen, begleitet. Vereinzelt ist sie mit Chlorit verwachsen. In größeren Blästen kann sie einen Kern aus Uralit oder KHNopyroxen-Reikten aufweisen. In einem Gestein (1-137) lassen die bläulich-grünen Töne in Z-Richtung der Hornblende erhöhte Na-Gehalte erkennen.

Akzessorisch kommen mit wechselnden Anteilen xeno- bis idioblastischer Titanit, häufig in beachtlicher Menge, Erz, Calcit, Orthit, Quarz, Apatit und Zirkon vor.

Paläosomatliche Gneise:

Der farbliche Eindruck der paläosomatlichen Gneise im Handstück schwankt von hell- bis dunkelgrau, gelegentlich mit einem Stich ins Rosarote. Der makroskopische Gefügeeindruck ist meist gneisig; allerdings sind auch schiefrige und lagige Gesteine vertreten. Die Korngröße ist entweder klein- oder mittelkörnig. Im Mikrogefüge erkennt man bei vielen Varietäten, daß sie serial innerhalb dieses Bereiches schwankt, nur selten ist ein Hiatus auszumachen. Dieses Schwanken ist zum einen auf Metablastese, besonders der Feldspäte, zum anderen auf blasto-kataklastische Gefügeprägung vieler Gneise zurückzuführen. Letztere zeigen dann meist flaserige Gefügestrukturen. Bei den glimmerreichen Gesteinstypen herrscht ein verworren-schiefriges Bild vor. Die Kornbindung der hellen Bestandteile ist in der Mehrzahl interlobat, jedoch in kleineren Gesteinsbereichen auch polygonal. Die Kornform muß in der Regel als xenoblastisch bezeichnet werden, doch sind besonders bei metablastisch überwachsenen, meist einsprenglingsartig auftretenden Plagioklasen idioblastische Kernzonen zu erkennen. Diese Individuen sind darüber hinaus fast immer prismatisch und

schwach zonar gebaut. Aber auch die Biotite sind meist 1d10- bis hyp1d10blastisch ausgebildet; bei manchen Gesteinen sind auch stark ausgefranzte Blästen zu beobachten.

Das Gefüge eines Gneises (516-3) aus dem südlichen Vorland der "Peneplain" verdient eine kurze gesonderte Erwähnung. Intergranular zwischen mehr oder weniger ovalen mittelkörnigen Quarz- und Feldspatblästen findet sich eine kleinkristalline deutlich polygonal verwachsene Quarz-Feldspat-Gemenge das zusätzlich netzwerk- und haufwerkartig isometrischen Biotit enthält. Das Gefüge dieser Bereiche gleicht dem von thermometamorphen Gesteinen. Weiterhin fällt auf daß die Abgrenzung dieser Gefügebereiche zu dem mittelkörnigen undulösen Quarz stets scharf entwickelt ist während manche Feldspäte poikiloblastisch in diese Phase hineinwachsen. Insgesamt entsteht der Eindruck daß nach einer Mylonitisierung des primär mittelkörnigen Gesteins eine streißfreie Aufheizung - durch Absenkung oder magmatische Aktivitäten - erfolgte. Dabei ist der Zement polygonal rekristallisiert und die größeren Feldspäte etwas phasenverschoben metasomatisch (?) überwachsen. Der Deutung der intergranularen Phase als anatektische Schmelze steht zum einen der Biotit-Gehalt und zum anderen die Tatsache entgegen daß in diesem Fall die Korngröße nur durch eine rasche Entgasung zu erklären wäre die sich dann aber in stärker gebogenen amöboiden Korngrenzen widerspiegeln würde. Wie eine Durchsicht des von Dr. KLERKX zur Verfügung gestellten Dünnschliffmaterials ergab findet sich ein dem beschriebenen Gefügetyp ähnliches Gefüge auch in den von KLERKX (1980) als "migmatische Gneise" bezeichneten Gesteinen der "Ayn Dua Serie" südlich von Ayn Dua.

Die pauschale Zusammensetzung des Paläosoms schwankt von granitisch bis vereinzelt granodioritisch. Dabei fällt auf daß viele Typen sehr quarzreich sind. Oft ist der Quarz reich an mikrokristallinen Einschlüssen und undulös häufig kataklastisch. Er kann im selben Gestein sowohl isometrisch als auch geplättet ausgebildet sein. Die Verbreitung des Alk-Feldspates ist größeren Schwankungen unterworfen. Er kann ebenso in den quarzbetonten wie auch in den plagioklasbetonten Gneisen fast vollständig fehlen. In diesen Fällen findet er sich nur vereinzelt in Zwickelräumen und in Antlperthiten als strukturloser K-Feldspat. Diese Verbreitungsform findet sich aber auch in den Gneisen in denen er mit höheren Anteilen auftritt. In einem Blastomylonit (1-128) findet man Alk-Feldspat als kleinkristalline Belege um gestreckte Quarzkörner wahrscheinlich mit metasomatischer Migration als Ursache und in dem in diesem Gestein sehr verbreiteten antlperthitischen Plagioklas. In einem anderen Fall (1-134) erkennt man Albitsäume um Plagioklas. In diesem Gestein wird die Hauptmenge der Alk-Feldspat-Reihe allerdings durch optisch homogenen K-Feldspat vertreten. Sofern die Glieder der Alk-Feldspat-Reihe in größeren Mengen und Individuen teils sogar als Megablasten auftreten ist generell für die Gneise zutreffend daß in der Mehrzahl mikrokristalline Spindel- und/oder Aderperthite vorliegen. Daneben sieht man gelegentlich auch Mikroklinperthite. Den Perthitgehalten nachgeordnet sind Mikrokline verbreitet. In manchen Gneisen kann sich jedoch das Verhältnis umkehren. Die Neigung zur Sericitisierung ist schwach allerdings zeigt sich häufig eine kryptokristalline Bestäubung. Wenauch im Einzelfall ohne die nicht angewandte Anfärbetechnik mit Sicherheit schwer feststellbar so wird doch die Gegenwart von Albit in einigen Gneisen als gesichert angesehen nicht zuletzt wegen des hohen Na-Gehaltes bei einem chemisch untersuchten Gestein (I-16a) dieser Gruppe. An einigen nach dem Albit-Gesetz verzwillingten Feldspäten wurden An-Gehalte von weniger als 10% gemessen so daß diese als Albit zu werten sind. Anscheinend ebenfalls Albit sind gelegentlich unverzwillingte rundliche bis leicht ovale leicht bis deutlich sericitisierte Blästen die vereinzelt auftreten.

Die Mehrzahl der zwillinglamellierten Blästen sind jedoch zu den intermediären Plagioklasen zu zählen. Hauptsächlich handelt es sich dabei um Oligoklas in geringerem Maß aber auch um Andesin mit einem An-Gehalt von maximal 35%. Neben hauptsächlich Albitzwillingen sind gelegentlich Kombinationen von Albit- und Periklin- Albit- und Karlsbader- sowie Albit- Periklin- und Karlsbaderzwillingen zu beobachten. Diese Kombinationen kommen jedoch nur in größeren Blästen vor. In einem metablastischen Gneis (1-25) sind die größeren Blästen diffus zonar gebaut wobei der Habitus dieser Kristalle ausschließlich gestreckt prismatisch erscheint. Von lokal häufiger vorkommenden antlperthitischen Entmischungen im Plagioklas war schon die Rede. Die Umsetzung zu Sericit und Calcit bzw. Saussurit ist oft stark. Bei einigen Gneisen tritt an den Korngrenzen zwischen Plagioklas und Alk-Feldspat vereinzelt Myrmekit auf.

Die Mafit-Komponente der paläosomatischen Gesteine wird vornehmlich durch bräunlichen nur selten grünlichen Biotit vertreten. Neben dem mit ihm subparallel verwachsenen und ihn oft verdrängenden Chlorit stellt er häufig die einzige Mafit-Komponente der Gneise dar. Sein Regelungsgrad schwankt von Gestein zu

Gestein zwischen mäßig bis gut* Einmalig konnten Querbiotite beobachtet werden# die als jüngere# kleinkristalline und idioblastische Generation die älteren# größeren sowie stark resorbierten Biotit-Schuppen durchdrungen haben (1-134). Korrosionsphänomene sind an den Biotiten generell recht verbreitet# so daß kaum einmal Idioblasten vorliegen. Die gleiche Erscheinung kann an den nur in manchen Gneisen vorkommenden größeren Hellglimmerschuppen beobachtet werden (1-85). Kleine Biotit- Schüppchen sind bei diesen Gneisen teilweise als Saumum die Hellglimmer gesproßt. Resorbiert werden die Glimmer von den Feldspäten# so daß es# besonders in bezug auf die Hellglimmer# in einigen Fällen schwierig wird zu entscheiden# ob ein pro- oder retrograder Reaktionsablauf vorliegt. In Gneisen mit wenig Biotit ist dieser ausschließlich kleinschuppig# in denen mit deutlichen Biotitanteilen nimmt die Korngröße im allgemeinen zu.

An einigen Fundpunkten treten neben dem Biotit noch Klinoamphibole (506-1# 506-2) und Klinopyroxene (1-122) auf. Bei den Amphibolen handelt es sich um grüne tschermarktlische Hornblenden. Dabei liegen Amphibole und Pyroxene entweder als getrennte Blästen oder polkiloblastisch verwachsen vor. Der Habitus bei der Hornblende ist xeno- bis hypidioblastisch blätterig# bei den Pyroxenen wechselt er von völlig xenoblastisch in den symplektischen Aggregaten bis idioblastisch körnig. Die Korngröße ist ebenfalls variabel# doch überwiegend als klein zu bezeichnen.

In einem glimmereichen Schiefer (1-84)# der in Gesteinsassoziation mit Marmor angetroffen wurde# tritt gesteinsbildend Cordierit auf. Die xenoblastischen Körner sind in der Regel interlobat gebunden und stark sericitisiert. Am selben Fundpunkt konnte in zwei Gneisen (1-85# 1-101) Staurolith nachgewiesen werden# allerdings nur akzessorisch. Es handelt sich um kleine# isometrische bis leicht gestreckte Kristalle# die isoliert oder als Aggregate auftreten. Randlich und entlang von Spaltrissen hat eine Umsetzung zu Sericit und Chlorit (?) eingesetzt. Als begleitendes Mineral findet sich Biotit randlich zu den Staurolithblästen.

Das Spektrum der Akzessorien in den paläosomatischen Gneisen unterscheidet sich nicht von dem der anderen Gesteine dieser Formation. Mit variierenden Anteilen und wechselndem Habitus liegen Apatit# Zirkon# Epidot/Klinozoisit# Calcit# Titanit und Orthit vor# neben Schichtsilikaten wie Sericit und Chlorit# die zusammen mit Epidot/Klinozoisit wohl ausschließlich sekundärer Natur sind. Ausnahmsweise treten noch Spinell# Flußspat oder Rutil auf. Schließlich ist in aller Regel noch opakes Erz beteiligt.

Die meisten besprochenen paläosomatischen Gesteine wären aufgrund ihrer Zusammensetzung relativ leicht aufschmelzbar. Abgesehen von metablastischem Feldspatwachstum scheint es aber zu keiner weiteren anatektischen Modifizierung der Gesteine# z.B. Schmelzbildung# gekommen zu sein. Daher müssen ungleiche# partiell ungeeignete Bedingungen angenommen werden# wie sie durch lateral ungleiche Verteilung von H₂O entstehen können (WINKLER#1979).

Echte anatexisresistente Gesteine# d.h. mit unter Normalbedingungen ausschließbarer Anatexis# sind im Verbreitungsgebiet jedoch auch zu beobachten. Zu diesen Gesteinen zählen die angetroffenen Quarzite# Marmore und Kalk-Silikat-Felse.

Anatexisresistente Gesteine:

Die größte Gruppe bei den anatexisresistenten Gesteinen stellen die Marmore. Sie finden sich als mehrere Meter mächtige Bänder# die bis zu 50m# selten darüber hinaus# im Streichen verfolgt werden können. Die Marmore sind stets assoziiert mit paläosomatischen Gneisen# mit denen sie wechsellagern können. Im Umfeld eines größeren Marmorbandes sind auch die Kalk-Silikat-Felse angetroffen worden (s. Abs. 1.4.1).

Die Mehrzahl der Marmorbänder ist im cm- bis dm-Bereich lagig ausgebildet# wobei die hellen karbonatischen Lagen gegenüber den dunkleren# farblich variablen# silikatischen Lagen überwiegen. Letztere zeigen gelegentlich Boudinage# aber auch schlierige und ophthalmitische Strukturen sind bisweilen beobachtbar. Diese Strukturen sind Beleg einer tektonischen Durchbewegung auch der Marmore. Auch die Ausprägung im Handstück mit hiatal zwischen klein- und mittelkörnig und in Einzelfällen grobkörnig schwankender Korngröße ist für die tektonische Oberprägung ein weiterer Beleg.

Im Mikrogefüge erkennt man# daß die sich kompetent verhaltenden silikatischen Lagen von vielen engständigen Scherflächen durchzogen werden und die Katakklisis der Komponenten groß ist. Demgegenüber zeigen die inkompetenten karbonatischen Lagen viel seltenere und weitständigere Scherflächen.

Bei der Zusammensetzung der karbonatischen Komponente ist Dolomit weitgehend dominant# so daß in der Regel von Dolomit-Marmor zu sprechen ist. Die meist hypidioblastischen Dolomit-Kristalle sind fast immer

deutlich größer als die Calcite und zeigen eine intensive Interlobat ausgebildete Kornbindung. Da eine Tendenz zu beobachten ist» daß die Calcit-Komponente in den silikatreicheren Gesteinen generell zunimmt und außerdem noch in den silikatreichen Bereichen der Gesteine konzentriert ist» muß angenommen werden» daß Calcit als Reaktionsprodukt bei der Silikat-Blastese entstanden ist» wie sich aus vielen bei WINKLER (1970) aufgeführten Reaktionen ergibt. Ein weiterer Beleg für die Dedolomitisierung der Marmore sind der meist hiatale Größenunterschied des kleineren Calcits zum Dolomit (FÜCHTBAUER»1977) und grobkörnige Dolomitdomänen in Calcit-Silikat-Lagen (1-95).

Die Silikatkomponente der Marmore wird aus Forsterit» Diopsid» Grammatit» Pargasit» Humit und Spinell neben Serpentin» Hellglimmer (Phlogopit?) und Chlorit aufgebaut» die mit wechselnden Anteilen der Paragenesen Verbreitung finden. Forsterit hegt wechselweise klein- bis mittelkörnig» hypidblastisch vor» ist immer entlang von regellosen Spaltrissen serpentiniert» was sich bis zur völligen Verdrängung und Ausbildung von Serpentin-Pseudomorphosen steigern kann (1-111). In manchen Gesteinen finden sich auch Serpentin-Lagen oder -Knauern» ohne primäre Kristallformen nachzuzeichnen. In einem Marmor (1-90) wurde ein deutlicher Anteil an farblosem Diopsid beobachtet. Einstmals grobkörnig idioblastisch» hegt er jetzt als xenoblastischer» zentraler Kern mit einem dünnen bis breiten Saum aus Grammatit und Calcit vor. Die Umsetzung des Diopsids schreitet dabei auch entlang von Spaltflächen vor» so daß auch zentrale Bereiche betroffen sein können.

Neben dem Olivin ist das häufigste Silikat ein blätteriger bis strahliger» xenoblastisch entwickelter Grammatit. In einem Gestein (1-93) sind sowohl die blätterigen wie auch die langgestreckten garbenförmigen Blästen» die völlig regellos im Gestein verbreitet sind» poikiloblastisch mit Calcit verwachsen. In diesem Fall sieht man auch häufig hypidblastische» ja sogar idioblastische Individuen» Bei einem anderen Marmor schwimmengarbenförmige Grammatit-Blästen in einer Matrix aus Serpentin (1-95). Neben Grammatit als häufigstem Amphibol der beprobten Marmore kommt in einem Gestein noch Pargasit in Form größerer» hypidblastischer Kristalle vor (1-100). Er begleitet die in diesem Fall reichlich vertretenen Minerale aus der Humit-Gruppe» die durch ihre helle» goldgelbe Tönung auffallen. Sie treten hier in Form von Knauern auf» in denen sie mit sehr variabler Korngröße und Kornform vorliegen. Charakteristisch ist neben ihrer Färbung noch die häufige polysynthetische Verzwilligung» wie man sie von den Plagioklasen her kennt. Bei einer anderen Lokalität findet sich Humit paragenetisch mit Spinell neben Forsterit» Serpentin und Calcit vor Dolomit. Der Spinell zeichnet sich aus durch leicht grünliche Tönung» kantengerundete klein- bis mittelkörnige Idioblasten und durch Spaltrisse» die ihn» ähnlich dem Olivin» durchziehen. In ihm eingelagert sind nadelförmige Rutil-Mikrothite (?) mit deutlicher Orientierung» bisweilen zentral etwas Calcit. Während der Spinell in diesem Gestein eher akzessorisch vorkommt» findet er sich in einer anderen Bank der selben Lokalität wesentlich häufiger. Er ist hier (1-114) vorwiegend feinkristallin und kommt oft innerhalb von serpentinierten Olivinen vor.

An Schichtsilikaten tritt mehrfach in geringen Mengen Mg-reicher Chlorit auf» der» da meist farblos und mit grauen Interferenzfarben» nur schwer von Serpentin zu unterscheiden ist» sofern beide gemeinsam auftreten. Daneben sind noch manchmal Glimmer zu beobachten. Ein leicht bräunlicher Stich und die Begleitminerale lassen auf Phlogopit schließen* Eisenoxide und -hydroxide sind gleichfalls akzessorische Bestandteile» neben sehr selten beobachtetem Zirkon und Apatit.

An einer Lokalität sind in Gesteinsassoziationen mit Marmor und verschiedenartigen Gneisen noch skarnartige Kalk-Silikat-Felse vorgefunden worden* Im Handstück allesamt dunkelgrünlich» weisen sie keinerlei Regelung auf» unterscheiden sich aber von Hornfeisen durch deutlich größere Korngrößen. Die mineralogische Zusammensetzung zeichnet sich durch in diesem Gebiet einmalige Komponenten aus. In einem Fels (1-119) treten neben hauptsächlich Forsterit und Gliedern der Humit-Gruppe (Klinohumit) noch als Nebenkomponenten Vesuvian und Skapolith auf» aber auch etwas Plagioklas» Titanit» Calcit» Epidot» Sericit» Apatit und Zirkon. Die beiden anderen Felse (1-112»-113) lassen keinen Olivin erkennen und bestehen demgegenüber hauptsächlich aus Fassalt» grüner Hornblende und Klinohumit. Letzterer ist in vielen Bereichen zu einem F1z aus Chrysotil umgewandelt. Daneben kommt noch eine feinkristalline Phase vor» die aus einem Gemisch von Kunozoisit» Hellglimmer (Talk + Muscovit?) und Chlorit neben dem ansonsten reichlich vertretenen Calcit besteht und möglicherweise aus umgesetztem Skapolith hervorgegangen ist. Inwieweit noch Gehlenit und/oder Vesuvian an diesen Felsen beteiligt sind» war nicht sicher zu ermitteln. Hinzu kommen noch

grüner Spinell und recht grobkörniger Apatit.

Zuletzt in dieser Gesteinsgruppe müssen die Quarzite genannt werden. Es handelt sich dabei zum einen um Eisenquarzite» zum anderen um Glimmer-Quarzite. In der Regel sind sie blasto-kataklastisch ausgebildet mit makroskopisch teilweise deutlich plattiger Struktur. Die Eisenquarzite (1-20-21) bestehen etwa zu einem Drittel aus Hämatit und Goethit» die in Form von gestreckten und eingeregeltten Aggregaten auftreten. Der Quarz ist hier in seiner Kornform und Korngröße sehr variabel; überwiegend kleine, interlobat bis polygonal gebundene Blästen treten neben mikrokristallinen filzigen Aggregaten auf. Diese Aggregate wirken im Hellfeld wie farblose, strahlige oder zur Basis geschnittene Amphibole, so daß angenommen werden muß, daß diese auch tatsächlich primär vorlagen und jetzt völlig durch Quarz verdrängt sind. Bei den Glimmer-Quarziten kommen einerseits Biotit-Quarzite (1-129,130), andererseits Hellglimmer-Quarzite (1-131) vor. Die Glimmerregelung ist nicht als besonders gut, sondern eher als verworren zu bezeichnen, mit häufigen Querblasten. Die Biotite sind hypidioblastisch kleinschuppig» ebenso die Hellglimmer: letztere sind noch kleinschuppiger als die Biotite. Der ebenfalls feinkörnige Quarz ist teils polygonal, teils intensiver interlobat gebunden und in zwei Gesteinen deutlich undulös oder aber kataklastisch, ohne jedoch gestreckte Formen ausgebildet zu haben. Im speziellen Fall der Probe 1-129 vermittelt sich wieder einmal der Gefügeindruck einer streßarmen Thermometamorphose.

Orthogneise

In der Orthogneise-Gruppe werden zusammengefaßt: Augengneise, Orthogneise und Metagranite, alles Orthogneise, die aber unterschiedliche Texturen und metamorphe Überprägung zeigen. Die Abgrenzung innerhalb dieser Gruppe einerseits, sowie zu den Diatexiten und den an anderer Stelle zu besprechenden batholithartig auftretenden Granitoiden (Abs. 3.4.1) andererseits, ist gerade im Verbreitungsgebiet der Anatexit-Formation sehr schwer. Zwischen allen genannten Gesteinsgliedern bestehen gefügekundliche und mineralogische Überschneidungen» so daß die Abgrenzung strenggenommen nur im Kontext mit eingehenderer Geländeinformation als bisher verfügbar hätte durchgeführt werden sollen. Trotz der bestehenden Unsicherheit in der Ansprache und Abgrenzung der dieser Gruppe zugeordneten Handstücke, erscheinen in jedem Einzelfall die auffälligen, wenn auch verschiedenartigen Abweichungen zu den angrenzenden Proben bzw. Aufschlüssen als ausreichender Grund für die vollzogene Unterscheidung.

Im Bereich dreier Fundpunkte von Augengneisen (1-22, 1-138) und Metagraniten (1-66, 1-70) sind bei genauer Betrachtung des Satellitenbildes kleinere ringartige bis ovale Intrusionsformen erkennbar. Als Ersatz weiterer Geländeinformation stellen sie einen wichtigen Beleg für den orthogenetischen Charakter dieser Gesteine dar. Die als **Metagranite** angesprochenen Gesteine wurden gemeinsam als lokal eng begrenzter Stock (?) umgeben von deutlich weniger Alk-Feldspat und Quarz führenden Diatexiten aufgefunden. Gegenüber den weitgehend autochthonen Diatexiten werden sie als allochthones Produkt der Anatexis gedeutet.

Grünlichgrau, z.T. rosa gefleckt wirkt das eine Handstück grobkörnig, während das andere aplitisches klein- bis mittelkörnig erscheint. Eine gneisige Textur im Handstück zeigt nur der aplitische Typ, das andere Gestein ist unregelmäßig. Das Mikrogefüge beider Typen ist serial ungleichkörnig granulär, wobei das aplitische Gestein eutektische Interpositionen von perthitischem Alk-Feldspat und Quarz zeigt (Schriftgranit). Bei letzterem sind die wenigen tafelförmigen Plagioklase teilweise antiperthitisch. Alk-Feldspäte sind im aplitischen Typ wechselnd stark sericitisiert. Daneben kommen noch intergranular kleinschuppige bis blättrige Hellglimmer sowie opakes Erz. Bei dem grobkörnigen, kataklastischen Metagranit zeigt der hypidiomorphe Alk-Feldspat die Struktur von Schachbrettabblättern. Der dem Alk-Feldspat-Gehalt quantitativ entsprechende Plagioklas weist einen geringeren An-Gehalt auf (<20%), ist idiomorph bis hypidiomorph, und die häufig zonierten Kristalle sind tafelförmig bis prismatisch. Als mafische Komponente dieses Gesteins ist lediglich aus verdrängtem Biotit hervorgegangener Chlorit und Epidot, beide in Nestern, vorzufinden.

Die beiden als **Augengneise** bezeichneten Gesteine - rötlich der eine, grünlichgrau» rosa gefleckt der andere - zeigen im Handstück ophthalmitische Textur, mit schwach eingeregeltten, ovalen bis runden Feldspat- oder Quarz-Großkristallen und/oder Aggregaten. Bei den Feldspat-Einsprenglingen können Plagioklas-Aggregate und große Bandperthite, die unter dem Mikroskop kleinere Plagioklaseinschlüsse erkennen lassen» unterschieden werden. Das Mikrogefüge zeigt eine schwache, verworren-schiefrige Struktur durch die räumliche Anordnung der Glimmer bzw. Amphibole. Die Einsprenglinge schwimmen in einer deutlich feinkörn-

nigeren Matrix aus Perthit# Plagioklas# Quarz und untergeordnet Biotit# In einem Fall auch noch etwas Hornblende. Kataklasten von Einsprenglingen und Grundmasse ist zu beobachten. Der Biotit ist teils hypidromorph schuppig# teils xenomorph grobblättrig# gelegentlich poikilitisch entwickelt. Er kann bisweilen in mäßig eingeregelteten Aggregaten auftreten# in denen sich noch Idioblastischer Titanit# Erz# und in Probe 1-138 Chlorit und Orthit befinden.

Neben den bisher genannten orthogenetischen Gesteinen# sind weiter sich deutlich von diesen unterscheidende **Orthogneise** (1-107# 1-108# 1-123) von einer anderen Lokalität bekannt# wo sie in komplexer Gesteinsassoziation mit Diatexit# Kalk-Silikat-Fels# Marmor# Gneis und paläozoischem porphyrischen Granit (s. Abs. 3.4.1) ausstreichen. Hier im besonderen den Diatexiten Im Handstück sehr verwandt# wirken die mittel körnigen# gneisigen bis unregelmäßigen# in einem Fall feinkörnigen# plattig grünlichgrauen Orthogneise noch homogener als diese# sind annähernd frei von Quarz und Alk-Feldspat und der Habitus der Plagioklase wirkt unter dem Mikroskop magmatischer. Die Plagioklase sind teils tafelförmig# häufig langprismatisch und weisen zudem fast immer diffusen oder scharfen Zonarbau auf. Der An-Gehalt schwankt zwischen 27% bis 46%. Saussuritisierung ist verbreitet. In einer Varietät (1-107) sind große unverzweigte und unzonierte Albitblasten erkennbar# die kleinere# primäre Plagioklase umschließen. Daneben sind K-Feldspat und Quarz nicht bzw. kaum vertreten. Als mafische Minerale sind teils chloritisierter# brauner Biotit# grüne Hornblende und blaß grünlicher Diopsid zu beobachten# daneben die Sekundärminerale Epidot/Klinozoisit und Sericit. Der Habitus wechselt bei ihnen zwischen xenomorphen Symplektiten aller drei Komponenten zu hypidiomorphen Individuen# bis vereinzelt - besonders beim Diopsid - idiomorphen Kristallen. Bemerkenswert erscheint der Wechsel des relativen Anteils der Mafite von Gestein zu Gestein. Einmal dominieren deutlich Biotit und Diopsid (1-108)# beim anderen Typ dagegen nur Biotit# und bei einem weiteren Typ Hornblende und Diopsid vor etwas zurücktretendem Biotit. Die naheliegende Annahme einer kontaktmetamorphen Genese des Diopsids seitens der paläozoischen Granitintrusion muß verworfen werden. Einerseits stehen dieser Interpretation die vorhandenen symplektischen Verwachsungen (bzw. Verdrängungen) von Diopsid mit (durch) Hornblende# Aktinolith und Biotit entgegen# Insbesondere da auch saumartige Umlagerungen des Diopsid zu beobachten sind; und andererseits widerspricht dieser Annahme die schwache aber doch vorhandene Einregelung dieser heteromineralischen Aggregate. Diopsid ist auch in den assoziierten Gesteinen ein regelmäßiger Begleiter# so daß eher eine Bildung aufgrund ausreichenden Calcium-Angebotes in Frage kommt# im Fall der Orthogneise bedingt durch Assimilation von Karbonatgesteinen. Teils idiomorph säuliger Apatit sowie körniger Zirkon und xenomorpher Titanit# Erz# Calcit und vereinzelt Orthit sind die Akzessorien.

3.2.3 Metasedimentäre Formation

Die dieser Formation zugeordneten Gesteinsglieder bauen zu großen Teilen das Grundgebirge im NW-Sudan auf (Gebiet 4). Westlich schließt sich eine in E-W-Richtung etwa 15 km breite Sandebene an# die die Grenze zu den Gesteinen der Granoblastit-Formation verdeckt. Im Süden und Osten taucht die Folge unter die diskordant auflagernden paläozoischen Sedimente ab# die bisweilen auch innerhalb der Formation geringmächtig aufsitzen. Die Grenze zur Anatexit-Formation im N wird wieder durch eine in E-W-Richtung lang aushaltende und in N-S-Richtung etwa 20 km breite Sandebene definiert.

Oberwiegend sind die einzelnen Glieder aus klastischen Edukten von hauptsächlich psammitischem# untergeordnet politischem Charakter hervorgegangen. Daneben kommen metamorphe Gesteine mit magmatischem Edukt oder mit unsicherer Stellung vor. Wegen ihrer lokalen Bedeutung sollen sie innerhalb dieser Formation behandelt werden (s. Abs. 3.2). Bisher genetisch unsicher# werden sie derzeit pauschal als Formationsglied betrachtet.

Dominant in dieser Formation sind **Paragneise# Paraschiefer# Metaquarzite** und **quarzitische Blastomyolite**. Deutlich zurück treten demgegenüber **Marmore# Amphibolite# Hornfelse# Meta-Tons** **iltst eine** und **Hornsteine**. Die gesamte Folge ist teils weltspannig# teils isoklinal verfalltet mit Faltenachsen# die lang aushalten und hauptsächlich NE-SW streichen. Syn- bis posttektonische Granite (gr) und prä- bis syntektonische Orthogneise sind großflächig intrudiert und prägen die für diesen Teil des Gebietes so markanten Ringstrukturen oder linsenförmige Gebilde# an die sich die Metasedimente schmiegen. Teilweise sind die

magmatischen Gesteine als Sills in die Gneise eingedrungen.

Paragneise:

Sieht man von den Feldspat- und Quarzgehalten ab, so können bei den Paragneisen Biotit-Gneise, Biotit-Hornblende-Gneise, Hornblende-Gneise und Granat-Hornblende-Biotit-Gneise unterschieden werden.

Im Handstück dieser Gneise erkennt man grüne bis dunkelgrüne Verwitterungsfarben, bei den feldspatrichen auch heller rötliche oder bräunliche. Am frischen Anschlag ergeben sich grünlichgraue bis fast schwarze Farben. Bei geringerem Mafitgehalt zeigen sich auch bräunliche und rosa Nuancen. Eine Regelung der Komponenten ist deutlich erkennbar. Mit wenigen Ausnahmen sind diese Gneise gleichmäßig feinkörnig.

Unter dem Mikroskop zeigt sich in einigen Gesteinen ein deutlicher Lagenbau, der sich durch geringe Korngrößenunterschiede des Quarzes und/oder Anreicherung von Mafiten bzw. Akzessorien wie Apatit oder Orthit bemerkbar macht.

Das Mikrogefüge der **Hornblende-Gneise** (R10, R12) erweist sich als gleichmäßig feinkörnig und deutlich linear parallel. Dieser Typ besteht aus über 50% grüner, fast idioblastisch prismatischer Hornblende. Mit ihr in Paragenese sind geringe Mengen an Epidot, Chlorit, Biotit, Titanit und Calcit zu beobachten. Als Nebenkompenten kommen xenoblastischer, interlobat verwachsener Quarz und Plagioklas hinzu. Letzterer hat etwa einen 30%-igen An-Gehalt und ist gelegentlich leicht sericitisiert. In Kornzwicken ist noch etwas Alk-Feldspat zu erkennen. Gleichmäßig verteiltes, feinkörniges Erz, sowie Spuren von Apatit und Zirkon runden das Bild ab. Der hohe Quarzgehalt der Gesteine spricht gegen die Einstufung als Amphibolite.

Die **Paragneise mit gemischter Mafitkomponente** zeigen eine verworren-schiefrige Einregelung der blättrigen bis prismatischen Mineralkörner. Die xenoblastischen hellen Bestandteile haben meist interlobate Kornbindung entwickelt. Katakklasis dieser Komponenten ist ein weit verbreitetes Phänomen. Die mineralogische Zusammensetzung zeichnet sich aus durch gegenläufig wechselnde oder gleichgewichtige Gehalte an grüner, tschermarkitischer Hornblende und braunem oder grünem Biotit, bisweilen Anwesenheit von blaß gelblich-rosafarbenem Granat der Pyralspit-Reihe (535-1), stete Gegenwart von Plagioklas, von Andesin bis Albit variierend, meist Dominanz von Quarz und stark wechselnde K- bzw. Alk-Feldspatgehalte. Falls Granat auftritt, ist er skelettartig und lagenweise angereichert. Paragenesen mit Biotit und/oder Hornblende sind zu beobachten. Meist ist Plagioklas hypidioblastisch, etwas sericitisiert und an seinen Albitzwillingen zu identifizieren. Bei zunehmenden Alk-Feldspatgehalten nimmt häufig auch deren Korngröße zu, möglicherweise metasomatisch bedingt, überwiegend handelt es sich um Mikroklin, aber auch Perthit ist vertreten. Hornblende ist mit Quarz und Feldspat häufiger poikiloblastisch verwachsen. Gelegentlich ist etwa Epidot zu erkennen. Regelmäßig treten die Akzessorien Apatit, Zirkon, opakes Erz und Orthit auf.

Ein vom Vorkommen und von der Zusammensetzung deutlich abweichender Paragneis (KL2) ist als saumartiger Rücken um eine Intrusion angetroffen worden. Die Hauptkomponenten sind Quarz, Mikroklin, Perthit sowie Plagioklas (Andesin), meist mit einem Saum aus Albit. Es ergibt sich so eine alkalibetonte, granitische Zusammensetzung. Die Komponenten bilden ein blasto-kataklastisches, serial ungleichkörniges, xenoblastisches Gefüge mit meist interlobater Kornbindung. Reliktisch ist ein schwacher Lagenbau erhalten, der sich in quarzreicheren Partien, in denen dann auch noch verstärkt Mikroklin zugegen ist, ausdrückt. Im Gegensatz zu den Spindelperthiten, größeren Quarzkörnern und den Plagioklasen zeigt Mikroklin keine Katakklasis. Zusammen mit polygonal verwachsenem Quarz und den Albitsäumen um Plagioklas verkörpert der Mikroklin eine zweite Mineralgeneration. Dieser Phase ist auch die Saussuritisierung der anreichen Kernzonen des Plagioklases zuzurechnen. Reaktionsprodukte sind dabei Sericit, Klnzoisit/Epidot und Zoisit. Deutlich eingeregelt kommt primärer Hellglimmer auch noch in hypidioblastisch schuppiger Form vor. Außer in Plagioklas findet sich Zoisit mit nadeligem Habitus in Form von fächerig-büschtigen Aggregaten in Quarz. Unsicher ist die Beteiligung von geringen Gehalten an Aktinolith. Bei diesem Gestein bleibt die Frage nach regional- oder thermometamorphen Ursprung der zweiten Blastesequenz bestehen.

Es soll noch darauf hingewiesen werden, daß die Verbreitung der Paragneise ihren Schwerpunkt im Westen der Formation hat und diese Gesteinstypen gegen Osten abnehmen, um schließlich ganz zu fehlen.

Orthogesteine:

Bei den orthogenetischen Gesteinen handelt es sich um Augengneise, einen hornfelsartigen Metamikrodiorit und einen Mylonit-Gneis, der als Randzone eines Orthogneises gedeutet wird. Die beobachteten Augengneise sind in zwei Varianten zu trennen. Gemeinsam sind ihnen 1m Handstück 0,5 bis 2cm große, runde bis linsenförmige Feldspatensprenglinge sowie eine deutlich erkennbare Foliation. Der dunkler wirkende Augengneis (537-8) durchsetzt schichtkonkordant in ca.10m-Abständen die anderen Gneise, wobei diese Sills selbst etwa 5 bis 10m mächtig werden. Die hellen Typen (540-1, R22) wurden in zwei größeren Ebenen am Südrand des Untersuchungsgebietes angetroffen, wo sie überwiegend in Form von flachen und isolierten, wollsackartig verwitternden Ausbissen auftreten. Am Rande einer der beiden Ebenen fand sich mit identischer Verbreitungsform, jedoch ohne Wollsackverwitterung, der Metamikrodiorit (539-1).

Unter dem Mikroskop erkennt man bei dem **dunklen Augengneis**, daß es sich bei den größten Einsprenglingen um hypidblastischen Mikroklin, bei den etwas kleineren um K-Feldspäte und hypidblastische Plagioklasse handelt. In der Mehrzahl sind diese Megablasten kataklastisch. In den K-Feldspäten kann man teilweise kleinere Plagioklasse als Einschlüsse beobachten. Die mittelkörnige Matrix besteht vornehmlich aus Plagioklas, daneben aus Quarz und etwas Mikroklin. Die mafische Komponente wird ausschließlich durch deutliche Anteile an eingeregelter, großschuppigem, braunem Biotit vertreten, der teilweise neostartig akkumulieren kann. Sekundärer Serpentin in den Feldspäten, Epidot, Apatit, Zirkon und opakes Erz sind in akzessorischen Mengen beteiligt. Insgesamt ergibt sich eine granodioritische Zusammensetzung.

Die **hellen Augengneise** sind demgegenüber alkallbetont. Die hier maximal 1cm großen Mikroklinperthit-, Fleckperthit- und Albit-Porphroblasten sind häufig zerbrochen, teilweise, deutlich eingeregelt (R22) und weisen zur feinkörnigen Matrix buchtige aber auch schärfere Korngrenzen auf. Der Habitus der Megablasten schwankt zwischen tafelig gestreckt, isometrisch oder kantengerundet. Glomeroporphyritisch vorkommend, erkennt man auch grobkörnige, monomineralische, undulös auslöschende Quarzaggregate, neben Quarz-Mikroklin-Mafit-Aggregaten (Gesteinsbruchstücke?). Als Komponenten der alk-granitischen, feinkörnig ausgebildeten, granoblastischen Matrix finden sich Quarz, Mikroklin, Albit, An-arme Plagioklas und als Nebenkomponeenten Mafite. Während die leukokraten Bestandteile xenoblastisch ausgebildet sind, erscheinen die Mafite hypidblastisch. In dem einen Gesteinstyp ist die Kornbindung der Matrix stärker interlobat (540-1), während sie im anderen stärker polygonal mit geringfügiger Längung der Kristalle ist (R22). Die Mafit-Komponente ist in beiden Gesteinen unterschiedlich. Einerseits kommen etwa äquiproportional Epidot, poikiloblastisch bis hypidblastisch feinkörnig, neben Hellglimmer, tafelig schuppig bis langgestreckt plättchenförmig mit Resorptionserscheinungen und brauner bis grünlichbrauner, kleinschuppiger Biotit, vor (540-1). Andererseits lassen sich kleine, hypidblastisch körnige Arfvedsonite neben wenigen, bräunlichen Biotiten erkennen (R22). Als Akzessorien treten in beiden Gesteinen gleichermaßen Titanit, Orthit, Apatit, Zirkon, opakes Erz und in dem einen Gestein Epidot und Calcit auf.

Als magmatische Randfazies zu einem der Augengneise (540-1) erscheint der Metamikrodiorit (539-1). Makroskopisch wirkt er dunkel grünlichgrau, feinkörnig massig. Das Mikrogefüge ist regellos granulär. Die Plagioklasse zeigen hypidromorphen, tafeligen Habitus, sind diffus zoniert und weisen einen mittleren An-Gehalt von 30% auf. Wichtigste Mafit-Komponente ist grüne Hornblende neben deutlich zurücktretendem, olivgrünem Biotit sowie Chlorit und erstaunlich viel Epidot. Die Hornblende läßt einen seltenen Habitus erkennen, zentral poikiloblastisch mit tröpfchenförmigem Quarz und unregelmäßig begrenztem, feinschuppigem Biotit verwachsen, zeigt sie insgesamt idio- bis hypidblastische äußere Korngrenzen. MEHNERT (1968) deutet diese Ausbildung als subsequente Blastese in einem präexistenten, magmatischen Gefüge, auf Kosten einer älteren Mineralphase - hier Biotit. Aus dem geologischen Zusammenhang kann deshalb auf eine thermometamorphe Blastese der Hornblende-Hornfels-Fazies zum Zeitpunkt der Platznahme des Magmas des hellen Augengneises geschlossen werden. Andererseits läßt die Gegenwart von häufig idioblastisch, teils zoniertem Epidot und die Chloritisierung der Biotite auf eine spätere, retrograde Reaktion schließen, die der Regionalmetamorphose zugeordnet werden kann. Für regionalmetamorphe Einfluß spricht ferner auch die entlang von Spaltrissen zu beobachtende Serpentinisierung, gelegentliche auch Saussuritbildung der Plagioklasse. Akzessorien sind häufig idioblastische Titanite und Apatite, etwas Calcit, Zirkon Erz und etwas K-Feldspat.

Der Nachweis der Genese der beschriebenen Ortho-Metamorphite mit anatektischen Prozessen ist auf Basis

der bisherigen Information schwer zu erbringen# aufgrund der Anatexite weiter im Norden aber vorstellbar.

Der **Hylonit-Gnells** (R20a) ist ein fast maftfreies# granitisch zusammengesetztes# serial mittel- bis feinkörniges Gestein# von überdurchschnittlicher tektonischer Beanspruchung. Nur Mikroklin ist frei von Katakklasis. Vereinzelt sind körnige bis gestreckte Pseudomorphosen zu sehen# die sich aus überwiegend Sericit# +/-Antigorit# Erz und Arfvedsonit zusammensetzen. Vereinzelt sind recht große# hypidiomorphe Titanite zu erkennen. Aufgrund der lokalen Assoziation und der mineralogischen Zusammensetzung scheint es sich bei diesem Gestein um eine mylonitisierte Variante von R22 zu handeln.

Quarzite:

Bei den Quarziten kann im Handstück zwischen **gebänderten Eisenquarziten**# dunkel oder rotbraun gefärbten# verwitternd wie auch im frischen Anschlag# einerseits und schiefrigen# bisweilen lagigen **Glimmer-Quarziten** andererseits# unterschieden werden. Die Hellglimmer-föhrnden Quarzite zeigen auch hellgraue bis beigefarbene Tönungen#während die anderen bräunlich oder grau wirken. Diese Gesteine treten in Wechsellagerung mit den Gneisen und Schieferen auf und verhalten sich stets als kompetente Lagen# die meist als Härtlinge hervortreten. Im Handstück wirken sie ausschließlich feinkörnig.

Unter dem Mikroskop wird deutlich# daß viele eine seriale Kornverteilung aufweisen# was auf tektonische Beanspruchung in Verbindung mit geringer Rekristallisation der Komponenten zurückzuführen ist. In den Hellglimmer-Quarziten hat der Quarz stets intensive# amöbide bis interlobate Kornverzahnung ausgebildet. Bei schwächer überprägten Gesteinen sind auch polygonale Korngrenzen zu finden (544-4). Die Quarzite mit deutlichem Hellglimmeranteil (538-1# 538-2# R7) - vermutlich Muscovit - # sind geprägt durch ein verworren-schiefriges bis deutlich sigmoidales Gefüge. Großblättrige Glimmer sind häufig verbogen# während kleinere Schüppchen entlang der wellblechartig gekrümmten sf-Flächen gesproßt sind. Diese Verbreitungsart weist auf zwei Generationen hin. Die Verbiegung ist auf eine jünger angelegte zweite Schieferung zurückzuführen# die die ältere mit einem spitzen Winkel von im Mittel 60° scheidet. Zu dieser zweiten Schieferung sind die älteren# größeren Glimmer prätektonisch# wogegen die kleineren# oft sericitischen Glimmer syn- bis posttektonisch kristallisierten. Die in der Regel xenoblastischen# linsenförmigen Quarzkörner und Kornaggregate sind überwiegend blasto-kataklatisch beansprucht.

Bei den in manchen Gesteinsvarianten (544-4) auftretenden# mikrokristallin ausgebildeten Phyllosilikaten bleibt eine genaue Ansprache verwehrt. Neben Sericit bzw. Hellglimmer sind wenig intensiv gefärbte Chlorite noch am häufigsten. Entweder sind sie eingeregelt oder bilden strahlige Aggregate, z.T. Nester. Auch gelblichbrauner Biotit ist in manchen Lagen anzutreffen. Apatit und Zirkon sind selten.

In einer anderen Paragenese treten neben Quarz und Sericit gut eingeregelt# hypidioblastische Disthene zusammen mit Staurolith und zonarer# bläulichgrauer Turmalin (Schörl) in nicht unbeträchtlicher Menge auf (541-1). Dabei sind Disthene und Staurolith nur sicher an ihrem unterschiedlichen optischen Charakter unterscheidbar.

Die **gebänderten Eisenquarzite** führen - wie die Bezeichnung schon ausdrückt - lagenweise angereichert große Mengen an Eisenerz# z.T. als Hauptkomponente. An einer Lokalität konnten massive Erzlinsen# einige Meter mächtig und etwa 20-30m lang# in schichtkonkordanter Lagerung angetroffen werden (R24). Untersuchungen mit dem Auflichtmikroskop haben gezeigt# daß es sich dabei um ein Hämatiterz mit gut definierten# häufig gegitterten Kristallen in Verwachsung mit zurücktretendem Titano-Magnetit oder Magnetit handelt. Dabei ist eine Verdrängung von Magnetit durch Hämatit wahrscheinlich. Ummantelt werden diese Verwachsungen von glaskopfförmigen Goethit-Säumen mit lattenzaunförmigen Anisotropien. Bei einem feinschichtig gebänderten Typ (R25) nimmt Goethit zu# Hämatit ist reliktsch und Magnetit völlig verdrängt# dafür sind geringe Mengen an Rutil oder Anatas anwesend. Auch hier bildet der Goethit z.T. glaskopfförmige Strukturen mit angedeuteter Zonierung oder er ist nadelig ausgebildet. Andere feinschichtige Typen (R6#R8) lassen wieder eine Dominanz von Hämatit vor Goethit# Magnetit bzw. Titano-Magnetit und wenig Ilmenit und Rutil erkennen. Im Dünnschliff sieht man# daß **Quarz** xenoblastisch gestreckt mit interlobaten Kornbindung vorliegt. Dabei ist er äquigranular feinkörnig. Bisweilen (R6) kommen Quarz-Erz-Aggregate vor# in denen der Quarz regelrecht strahlig ausgebildet ist# eine Erscheinung# vergleichbar mit Beobachtungen im Gebel Kamil-Komplex (1-20# 1-21). Ob hier eine Pseudomorphose vorliegt# ist ungewiß. Die Erzkörner sind häufig poikloblastisch mit Quarz verwachsen oder intergranular zu diesem# darüber hinaus kataklatisch oder

ausgewalzt gestreckt. Opal kommt vereinzelt als Hohlräumfüllung vor. Auffallend ist das Fehlen jeglicher anderer Schwerminerale.

In Assoziation mit den Eisenquarziten wurde eine Lage eines gelblichen* außerordentlich feinkörnigen* splittig brechenden **Hornsteins** (R28) angetroffen. Das Mikrogefüge ist krypto- bis mikrokristallin und filzig entwickelt. Lagenweise sind scherbenförmige Rekrystallite angereichert. Andere Strata sind slumpartig verfaltet. Verstreut treten sphärolithische Aggregate auf. Mineralogisch handelt es sich um Chalcedon und kryptokristallinen **Quarz**. Hinzu kommen noch etwas Karbonat - nicht scherbenförmig - * Zeolith und Opal und Erz. Bei diesem Hornstein wird angenommen* daß es sich um einen metamorphisierten Pyroklastit* etwa Ignimbrit oder Keratophyr-Tuff* handelt.

Ferner wurde konkordant innerhalb der Abfolge ein schwarz bis dunkelbau erscheinender* massiger Diabas mit kissenartigen Strukturen beobachtet* von dem jedoch eine mikroskopische Analyse fehlt.

Den bisherigen Beobachtungen nach* wird die These vertreten* daß es sich bei der geschilderten Gesteinsassoziation um eine Tuffit-Serie mit vulkanogener Genese handelt.

Quarzit siehe Blastomylonit.

Wie auch die Quarzite treten die quarzischen Blastomylonite als kompetente Einschaltungen aus ihrer Umgebung hervor. Dem mineralogischen Bestand nach gleichen sie weitgehend den Quarziten* zeigen denen gegenüber aber stärkere blasto-kataklastische Phänomene. Im Handstück ophthalmisch* gneisig oder massig* wirkt das Mikrogefüge fast durchgehend flaserig. Die Kornverteilung ist teils serial* teils matal. Die Rekrystallite von Quarz und Quarz-Feldspat-Sericit sind polygonal* bei letzteren amöblich ausgebildet. Sie können auch in Form von Überwachsungen von primär gerundeten Quarzkörnern auftreten (R33* R34* R40). Die alten Korngrenzen sind oft noch gut zu erkennen.

Bei einem Granat-führenden Typ nehmen die Rekrystallite so stark zu* daß die primär großen* jetzt kataklastischen Quarz- und Alk-Feldspat-Körner einsprenglingsartig auftreten (R4).

Die mikrokristallinen Quarz- oder Quarz-Feldspat-Sericit-Aggregate anderer Typen (R33* R34* R36* R40) sind linsenförmig ausgewalzt oder s-förmig gebogen. Die polymineralischen Aggregate werden als Umsetzungsprodukte von primärem Feldspat gedeutet. Gegenüber Quarz stark zurücktretend* kommen häufig nicht näher identifizierbare Phyllosilikate vor. In wechselndem Maße anwesend sind Chlorite* Sericit* Talk* Serpentin und Kaolin. Ihre Blastese ist oft entlang der Korngrenzen abgelaufen* so daß dadurch der flaserige Eindruck unterstützt wird. Weiter können Calcit* Apatit* Zirkon und Turmalin vorkommen. Zum Teil hat eine deutliche Vererzung mit Hämatit und Eisenhydroxiden stattgefunden (544-7).

Paraschiefer:

Das Verbreitungsgebiet der Schiefer ist beschränkt auf die östlichen Bereiche dieser Formation. Sie stehen überwiegend im Süden und Osten einer großen* ringförmigen Granitintrusion an* auf die sie im spitzen Winkel streichen und stellen in Richtung auf die Intrusion einfallen. Im gesamten Bereich lagern sie im Wechsel mit ihnen gegenüber zurücktretenden Quarziten und Blastomyloniten. In Assoziation mit den Eisenquarziten allerdings sind sie ihrerseits untergeordnet.

Im Handstück ist ihr farblicher Eindruck stark wechselnd. Verwittert wie auch frisch* wirken sie hell bis dunkel violett* rot* grün* gelb oder grau. Im Vergleich zu den schieferigen Quarziten und Gneisen ist bei ihnen mit wenigen Ausnahmen eine engständige* parallele Schieferung entwickelt* so daß sie einen phylitischen Eindruck hinterlassen. In den generell klein- bis sehr feinkörnigen Gesteinen ist nicht selten ein primärer Lagenbau noch gut erkennbar (544-1* 544-5* 544-6* R13). Neben meist paralleler Anlage sind auch lateral auskeilende* quarzreiche Lagen zu beobachten (544-6). Reliktisch scheint hier eine primär sedimentäre Kreuzschichtung erhalten zu sein.

In Obereinstimmung mit Beobachtungen in den Quarziten* kreuzt sich auch bei ihnen* sofern Schieferung und Lagenbau gleichermaßen sichtbar sind* beides in einem spitzen Winkel von hier jedoch nur 25* (544-1* 544-6). Besonders in den Aufschlüssen östlich der Granitintrusion (544) sind sehr häufig meist linsenförmige Knötchen entwickelt. Diese meist dunklen* mit bloßem Auge erkennbar zonierten Knötchen können stark zunehmen. Dabei zeigen sie auf Schnitten entlang der ac- und bc-Flächen eine deutliche Einregelung* auf den ab-Flächen - also parallel zu Schieferung - erkennt man eine wirre Orientierung.

Das lepidoblastische Mikrogefüge der Grundmasse ist teils parallel* teils verworren-schiefrig entwickelt. Gesteinsbildend treten ausschließlich Quarz und verschiedene Phyllosilikate mit wechselnden Anteilen auf. Nur in den Schiefen in Assoziation mit den Eisenquarziten (R23) sind zusätzlich wenige zersetzte Granat-Pseudomorphosen gefunden worden. Quarz kommt xenoblastisch gestreckt vor* während die Glimmer lepidoblastisch schuppigen Habitus zeigen. Bei den etwas grobkörnigen* quarzreicheren Varietäten mit direkten Kornkontakten sind diese interlobat oder polygonal geformt.

Bei den Knötchen können mikroskopisch drei Typen unterschieden werden* die in wechselnder Kombination vorkommen können. Zur ersten Knötchen-Generation müssen Leukoxen-Pseudomorphosen gerechnet werden (z.B. 544-2)* nach tafelförmig bis prismatischem* teils noch erhaltenem Rutil. Häufig* aber nicht immer* umgibt sie meist ein breiter Saum aus bräunlichgrünem Biotit. Dieser Knötchentyp zeigt keine sonderlich gute Einregelung.

Ein zweiter Typ leitet sich offenbar aus dem ersten ab. Es handelt sich dabei um wirr gesproßte* kugelige bis eingeregelt ovale Haufen aus gleichartigem Biotit. Teilweise ist ein kleiner Kern aus Erz eingeschlossen* der als Kristallisationskeim gedient hat (z.B. 544-5).

Der dritte Typ hebt sich im Dünnschliff kaum von seiner Umgebung ab und fällt im Hellfeld lediglich durch eine etwas stärkere Trübung und einen meist ausgebildeten* dünnen Saum aus Biotit auf. Im Dunkelfeld erweisen sie sich als komplex gebaute* diagenetisch verwachsene und im Habitus wechselnde Schichtsilikataggregate. In ihnen sind feinschuppige oder etwas größere* blätterige* stets blaß gefärbte Kristalle auszumachen. Die mineralogische Zusammensetzung ist offenbar wechselnd. Anscheinend herrscht Sericit vor* aber auch Chlorit und Alumoserpentine sind untergeordnet beteiligt. Bei diesen Pseudomorphosen scheint es sich um umgewandelte primäre Cordierit-Biotiten zu handeln (544-1* 544-5* 544-6).

Die gesteinsbildenden Komponenten wie Quarz und Biotit ziehen annähernd ungestört durch alle Knötchen hindurch* so daß sich ein einheitliches Intergefüge ergibt. Im Bereich der hellen Knoten nimmt jedoch Biotit deutlich ab. Bisweilen ist eine leichte Drehung der Knoten zu beobachten* was auf geringe tektonische Bewegung während der Blastese hindeutet.

Neben den bisher erwähnten eingeregelt Biotiten* kommt mineralogisch identischer Querbiotit vor* häufig ausgehend von den Biotitaggregaten. Als weitere Bestandteile dieser Knotenschiefer sind organische Substanzen und Erz verbreitet* neben gelegentlichem Apatit* Zirkon und Kaolinit. Ziemlich regelmäßig trifft man dagegen körnigen bis kurzsäuligen Turmalin an.

In diesem Kontext soll noch auf einen Meta-Tonsiltstein hingewiesen werden* der innerhalb der gleichen Folge angetroffen wurde (544-3). Bei ihm wechseln sich feingliedrig sandig-siltige mit tonigen Lagen ab. Biotit tritt nicht auf. Die hellbräunliche Färbung der tonigen Strata beruht auf feinverteiltem Eisenhydroxid. Die Verbreitung von Turmalin ist an die sandig-siltigen Lagen gebunden. Eine Knötchenbildung tritt sehr in den Hintergrund. Die schwach entwickelte* in den tonigen Lagen etwas deutlichere Schieferung schneidet den Lagenbau wieder mit etwa 25*.

Die Lithologie speziell dieses Gesteins* aber auch die der gesamten östlichen Folge mit ihrer Wechselagerung von feinsandig-siltigen und tonigen Lagen mit unreinen Metaquarziten* sodann die Verbreitung von organischen Substanzen geben Anlaß zu der Annahme* daß eine schwach eukline Flachwasserfazies vorliegt* wie sie sich etwa im Milieu eines abgeschlossenen* strömungsarmen Meeresbeckens einstellt. Die Verbreitung der Siltfraktion belegt zudem kurze Transportwege vom Abtragungsgebiet (FÜCHTBAUER & MÜLLER* 1977).

Hornfelse:

Die Hornfelse wurden lokal am SW-Rand der größeren Ringstruktur vorgefunden. Es handelt sich bei ihnen um dichte* dunkelgraue bis schwarze Gesteine. Teils wirken sie massig* teils lassen sie noch primäre Strukturen* wie magmatischen oder sedimentären Lagenbau* reliktsch erkennen. Im Handstück scheinen sie bräunlich fleckig* oder man erkennt bis zu mehrere Millimeter große Einsprenglinge. Sie treten in Form kleinerer Hügel auf* oder kommen in einer Ebene südlich des Granits lagen- bzw. gangartig* parallel zum Kontakt* vor. Im Abstand von 50m sind zwei etwa 20m mächtige* stellstehende* zueinander parallel verlaufende Züge beobachtet worden.

Unter dem Mikroskop sind komplexe* unterschiedliche Gefüge auszumachen. Der gangförmig vorkommende Typ (R17) vermittelt im Dunkelfeld einen fleckigen Eindruck* hervorgerufen durch poikiloblastische Cordierit-

und Hellglimmersymplektite* die diablastisch mit Quarz oder Alk-Feldspat verwachsen sind. Quarz* Cordierit und untergeordnet Alk-Feldspat sind gesteinsbildend. Hinzu kommt noch feinkristalliner* bräunlich-grüner Biotit* der gut eingeregelt das Gestein durchsetzt. In den Symplektiten ist er jedoch kaum anzutreffen. Im Bereich eingeschlossener Gesteinsbruchstücke erkennt man eine Umströmung* so daß es sich primär um eine fluidale Einregelung handelt. Die Gesteinsbruchstücke bestehen aus deutlich grobkörnigeren Gemengen mit Mikroklin* Quarz* Biotit und Hellglimmer. Als Edukt für dieses Gestein kommt ein hybrides* minetteartiges Ganggesteine in Betracht* das thermometamorph überprägt ist.

Bei einem anderen Typ (R19)# der am weitesten vom Kontakt beprobt wurde* ist noch schwach der sedimentäre Lagenbau erhalten* und zwar in Form einer schwachen Gradierung des serial ungleichkörnigen* polygonalen Quarzes und in Form eines Materialwechsels. Dabei wechseln sich Lagen mit mäßig eingeregelter* bräunlichgrüner Biotit ab* mit solchen von feinschuppigem* gut eingeregelter Hellglimmer und größerem Biotit* neben jeweils vorhandenem Quarz. Gelegentlich ist noch etwas Mikroklin anwesend.

Als Nebenkomponente kommen z.T. sehr große Granat-Poikloblasten* verwachsen mit Quarz* hinzu. Es handelt sich dabei um ein trüb rosafarbenes Glied der Pyralspit-Reihe. Auf Bruchflächen des Granats erkennt man die Bildung von deutlich anders gefärbtem Biotit* der in diesem Bereich schwach bläulichgrün gefärbt ist. Dies deutet auf erste Zersetzungserscheinungen des Granats.

Die thermometamorphe Überprägung des Gesteins ist durch die Blastese von Querbiotiten zu belegen. Während die kleinschuppigen* älteren Biotite gut eingeregelt sind* zeigen die gröberen einen blätterigen Habitus. Die Biotitkomponente in den Hellglimmerlagen besteht im wesentlichen aus diesen Querbiotiten. Interessant ist das Auftreten von xenoblastischem* graublau gefärbtem Turmalin im Gesteinsverband.

Der dritte Hornfelstyp ist am komplexesten aufgebaut (R18). überraschenderweise vermittelt sich im Dünnschliff ein überwiegend trachytisches* mikrokristallines Gefüge. Hypidioblastische* nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Säulchen aus mikroklingegittertem K-Feldspat bilden zusammen mit xenomorphen Quarz die Grundmasse. Darin eingelagert sind schuppige oder gröberblättrige* dunkelgrüne Biotite* die haufenförmig akkumulieren können. Ferner sind deutlich grobkörnigere Fremdgesteinsinschlüsse zu sehen. Es handelt sich dabei um Material* das dem zuvor beschriebenen gleicht. Quarz* Mikroklin, Biotit# Hellglimmer und große Granat-Symplektite sind vertreten. Der thermometamorphe Einfluß scheint belegt durch die Mikroklin-Pseudomorphosen nach primärem Sanidin und das unregelmäßige Auftreten von Biotit.

Marmor:

Dieser im Handstück gebänderte# rotbraun wirkende Marmor (R11) wurde als ca. 28m mächtige, im streichen lang aushaltende Lage angetroffen. Sie befindet sich im Verband mit Hornblende-Gneisen und quarzitischen Schiefnern* wobei ein steiles bis moderates Einfallen zu beobachten ist. Der kleinspätige Marmor besteht im wesentlichen aus Calcit und Dolomit in einem Verhältnis von etwa 3:1. Die Körner sind hypidioblastisch ausgebildet und zeigen häufig charakteristische Scherflächen. Vorherrschende Nebenkomponente ist Grammatit von hypidioblastisch körniger bis stengeliger Form. Verhältnismäßig häufig ist noch körniger bis kurzsäuliger Klinozoisit (+/- Zoisit) der häufig teilweise* selten völlig* von Chlorit +/- Talk verdrängt wird. Daneben treten akzessorisch noch Quarz* sehr wenig Plagioklas* Phlogopit und recht viel körniger Titanit auf. Einige wenige* großblättrige Mg-Chlorite* Orthit und opakes Erz runden das Bild ab.

Amphibolit:

Im Liegenden der gleichen Folge wurde* flachgründig verwitternd* ein im Handstück deutlich geregelter Amphibolit aufgefunden (R14). Das mittelkörnige Gestein wirkt fleckig dunkelgrün-gelblichweiß. In der sich anschließenden Ebene steht isoliert ebenfalls flachgründig doch wolfsackartig verwitterter Granit an.

Das Mikrogefüge des Amphibolits ist linear-parallel* serial ungleichkörnig. Die eingeregelter* grüne* tschermarkitische Hornblende zeigt körnigen bis langprismatischen Habitus. Teilweise ist sie poikiloblastisch mit Quarz* Epidot/Klinozoisit* Apatit und Calcit verwachsen. Vereinzelt ist sie chloritisiert. Der relativ An-arme Plagioklas (Ougoklas) ist sehr stark saussuritisiert* so daß er nur noch reliktdisch verbreitet ist. Umsetzungsprodukte sind in abnehmender Folge Klinozoisit* Zoisit und Sericit. Stark verbreitet ist noch hypidioblastisch körniger Titanit# der z.T. gestreckte Aggregate bildet. Apatit* Zirkon* Erz und Orthit sind die Akzessorien.

3.3 Metamorpheüberprägung

Bei dem jetzigen Informationsstand über das Arbeitsgebiet muß eine Diskussion der metamorphen Prozesse# die die anstehenden Grundgebirgsgesteine geprägt haben # in großen Teilen spekulativ bleiben. Verantwortlich hierfür ist in erster Linie# daß über große Bereiche noch keine# möglicherweise auch generell keine» kritischen Mineralparagenesen bekannt sind bzw. sich ausgebildet haben# zu denen eine experimentelle Kalibrierung des P-T-X-Stabilitätsfeldes vorliegt. In Ermangelung entsprechender apparativer Ausstattung wie Mikrosonde und Autoklaven# sowie einer etwas generelleren Zielrichtung der Arbeit# waren entsprechende eigene Untersuchungen an beobachteten Paragenesen von Anfang an nicht beabsichtigt. So wurden geochemische Bestimmungen einzelner Mineralkomponenten zur Ermittlung von Kp-Werten (Verteilungskoeffizient) nicht vorgenommen# und die Mineralidentifizierung beschränkte sich# mit wenigen Ausnahmen# bei denen Röntgendiffraktometeranalysen ausgeführt wurden# auf lichtmikroskopische Studien mit ihren begrenzten Möglichkeiten in bezug auf die Unterscheidbarkeit vieler Mineralkomponenten (z.B. Hellglimmer). Aufgrund der genannten Beschränkungen fußt die anschließende Diskussion ausschließlich auf dem Vergleich beobachteter Mineralparagenesen (im Sinne von WINKLER#1979:28) mit geeigneten Literaturangaben aus vergleichbaren Gebieten.

Wie die meisten Grundgebirgsbereiche der Erde ist auch das Grundgebirge rund um den Gebel Uweinat mit seiner östlichen Fortsetzung bis zum Gebel Kamil durch eine polymetamorphe Entwicklungsgeschichte geprägt. Mit wenigen Ausnahmen sind hierfür bei den meisten beprobten Gesteinen entweder strukturelle oder mineralogische Zeugnisse vorhanden# häufig beides. Mineralparagenesen bzw. Mineralassoziationen als Belege prograde P-T-Kulmination sind meist begleitet von retrograden Umwandlungserscheinungen» deren Umfang sehr verschieden sein kann. Unter Mineralassoziation wird dabei das gemeinsame Auftreten von charakteristischen Mineralen im Dünnschliff ohne unmittelbaren Kornkontakt verstanden# im Gegensatz zur Paragenese» wo definitionsgemäß derartige Minerale im direkten Kornkontakt vorliegen. Der mineralogische Primärbestand ist dabei in vielen Fällen nur noch aus den Umsetzungsprodukten abzuleiten.

Allein auf Basis der Paragenesen und der beobachteten anatektischen Strukturen kann angenommen werden# daß eine primäre Metamorphose unter Bedingungen der Granulit-Fazies in weiten Bereichen von einer Anatexis im P-T-Feld der höheren Amphibolit-Fazies überlagert wurde. In der Folgezeit wurde dann der gesamte Bereich in Grünschiefer-Fazies überprägt. Zumindest in einem Fall ist eine kontaktmetamorphe Aureole um einen Intrusionskörper als wahrscheinlich letztes metamorphes Ereignis evident. Kalk-Silikat-Felsen im Verband mit Orthogneisen in einem anderen Fall lassen möglicherweise auf weitere (frühere) Kontaktphänomene schließen.

3.3.1 Granoblastit-Formation

Die beobachteten Mineralparagenesen der Gesteine dieser Formation sind in Tab. 3.3.1.1 wiedergegeben. In Abhängigkeit von der mineralogischen Gesamtgesteinszusammensetzung ist dabei eine Differenzierung in vier Gesteinsgruppen vorgenommen worden: Quarz-Feldspat-Gesteine (qfr)# basische Gesteine (br)# karbonatische Gesteine (er) und magnesitische (ultrabasische) Gesteine (mgr). Bei näherer Betrachtung der Zusammenstellung wird besonders bei den Quarz-Feldspat- und bei den basischen Gesteinen ersichtlich# daß innerhalb vieler Paragenesen Mineralphasen mit unterschiedlichem P-T-X-Stabilitätsbereich auftreten» einige Minerale also metastabil sein müssen. Entsprechendes gilt auch für das Verhältnis bestimmter einzelner Paragenesen zueinander. Exemplarisch seien für den ersten Fall aus Tab. 3.3.1.1 herausgegriffen:

- 1 $opx + antho + tc + b.hbl + opq + plag_{35}$ (br 3)
- 2 $cpx + g.hbl + antho + antg + plag$ (br 7)
- 3 $opx + cpx + b.bfo + g.hbl + tc + opq + plag_{35}$ (qfr 2)
- 4 $alm + g.bio + b.bio + chl + aus + epd/czo + plag_{55} + alk-fsp + cc$ (qfr 13)

Als Beleg für den zweiten Fall sei auf das Verhältnis von "br 6" zu "qfr 3" "qfr 9" und "qfr 16" hingewiesen:

	beobachtete Paragenese	(mögliche) primäre Mineralassoziation	sekundäre Mineralassoziation	Probe(n)	
mgr					
1)	tc+b.hbl+acttchliphltantg/chry	(pxtol)+b.hbl±phl	tc+actichl tantg/chry	530-3	
2)	antg+chry+opq	(ol)	antg+chry+opq	1-54	
er					
1)	cc+dol+antg+chry±opq	(ol)+doltcc	cc+antg+chry+opq	53+-4	
br					
1)	cpx+b.hbl+act+epd+zop 1ag ₃₅	} opx+cpx+b.hbl+pl agtopq (opx)+cpx+b.hbl+plag opx+cpx+g.hbl+plag (opx)+cpx+g.hbl+p1ag	} aettepdizo zo tc+anthotopq tetantgtopq antg+chl+act+zoczo (prograd: hbl cpx -*opx !) antho+antg	} 1-47 528-2 LyUwl37 531-2 LyUwl1ß 535-7	
2)	opx+b.hbl+zoplag ₃₅				
3)	opx+antho+tc+b.hbl+opq+pl ag ₃₅				
4)	tc+antg+opq+plag ₃₅				
5)	cpx+antg+chl+act+zoczo+b.hbl+plag				
6)	opx+cpx+g.hbl+plag ₅₆				
7)	cpx+g.hbl+anthotantg+plag				
qfr					
1)	opx+tc+b.bio+chl+opq+plag ₃₅ or	opx+b.bi o±opq+p1ag+or	tc+chl±opq	1-52	
2)	opx+cpx+b.bio+g.hbl+tc+opq+plag ₃₅	opx+cpx+g.hbl+b.bi o±opq+p1ag	teiopq	1-49	
3)	tc+mus+ph1+or+ab	(px+plag)+phl	tc+mus+or+ab	530-1	
4)	antg+chl±antho+act+plag	} (opx+cpx)+plag (px)+plag (px)±b.bio+plag (px+alm)+plag+alk-fsp (px+alm)+b.bio+plag+alk-fsp alm+opx+b.bio+plag+alk-fsp alm+b.bio+plag+alk-fsp alm+b.bi o+p1ag+a1k-f sp (alm)+b.bio+plag+alk-fsp (alm)+g.hbl+plag b.bio+plag+alk-fsp	antg+chl ±antho+act	528-1	
5)	antg+gedr 1t+act+epd/czo*or+p1ag			antg+gedr it+act+epd/czo±or	530-5
6)	antg+chl+zoczo+epd+cc+plag ₃₅ Q			antg+chl+zoczo+epd+cc	527-1
7)	act+chl+epd/czo+cc+plag			act+chl+epd/czo+cc	1-47a
8)	act+g.hbl±chl±epd/czo±b.bio+plag			act+g.hbl±chl±epd/czo	525-2
9)	act+chl+antg+g.hbl±epd/czo +opqalk-fsp+plag ₃₅ Q			act+chl+antg+g.hbl iepd/czo+opq±or±ab	527-1
10)	act+chl+antg*antho+b.bio+alk-fsp+plag			act+chl+antg±antho+or±ab	535-4
11)	opx+b.bio+plag		alm+opx+b.bio+plag+alk-fsp	chl+mus+or±ab	535-5
12)	alm+b.bio+chl+mus+alk-fsp+plag ₃₅ Q				
13)	alm+g.bi o±b.bi o+chl+mus+epd/czo ±cc+alk-fsp+plag ₃₅ r		alm+b.bio+plag+alk-fsp	g.bi o+chl+Hnus+epd/czo+cc±ab	526-1
14)	alm±b.bio*chl+alk-fsp±plag		alm+b.bi o+p1ag+a1k-f sp	chl±or+ab	LyUwl44
15)	g.hbl+act+b.bio+chl+epd/czo +opq+alk-fsp+plag		(alm)+b.bio+plag+alk-fsp	g.hbl+act±bio+chl +epd/czo+opq±ab	535-9
16)	g.hbl+chl+epd/czo+mus+cc+ab+p 1ag		(alm)+g.hbl+plag	chl+epd/czo+mus+cc+ab	LyUwl39
17)	b.bio+alk-fsp-plag		b.bio+plag+alk-fsp	- . -	oft !
	qfr 1-17:		+ quarz		
br& qfr					
1)	chl+tit/rutiepd/czo±ccibio±alk-fsp+plag		bio+plagtalk-fsp	chl+tit/rutiepd/czo±ccialk-fsp	oft !
2)	mus+epd/czo±zo±or±ab+plag	plag±alk-fsp	mus+epd/czo±zo±or±ab	oft !	

Tab* 3.3,1.1: Beobachtete Mineralparagenesen im Bereich der "Granoblastit-Formation"; für Einzelheiten siehe Text, b.: braun, g.: grün; MineralabkOrZungen siehe Anhang Tab. A I.

Tab* 3.3.1.1; Observed mineral parageneses within the "Granoblastite Formation"; for details see text, b.: brown, g.:green; mineral abbreviations see appendix tab. A I.

- 1 opx + cpx + g.hbl + plag₅₆ (br 6)
- 2a tc + aus + phl + or + ab (qfr 3)
- 2b act + chl + antg + g.hbl + epd/czo + opq + alk-fsp + plag Q (qfr 9)
- 2c g.hbl + chl + aus + cc + epd/czo + ab + plag (qfr 16)

Für die in diesen acht Paragenesen auftretenden Mineralphasen gibt die Abb.3.3.1.1 die P-T-Stabilitätsbereiche an, soweit sie bisher durch die experimentelle Petrologie untersucht wurden. Die entsprechenden Angaben wurden dabei aus BROWN & FYFE (1970), WINKLER (1979) und TURNER (1981) entnommen und gehen größtenteils auf dort zitierte Primärliteratur zurück. Wenn auch die gezeigten Gleichgewichtskurven auf

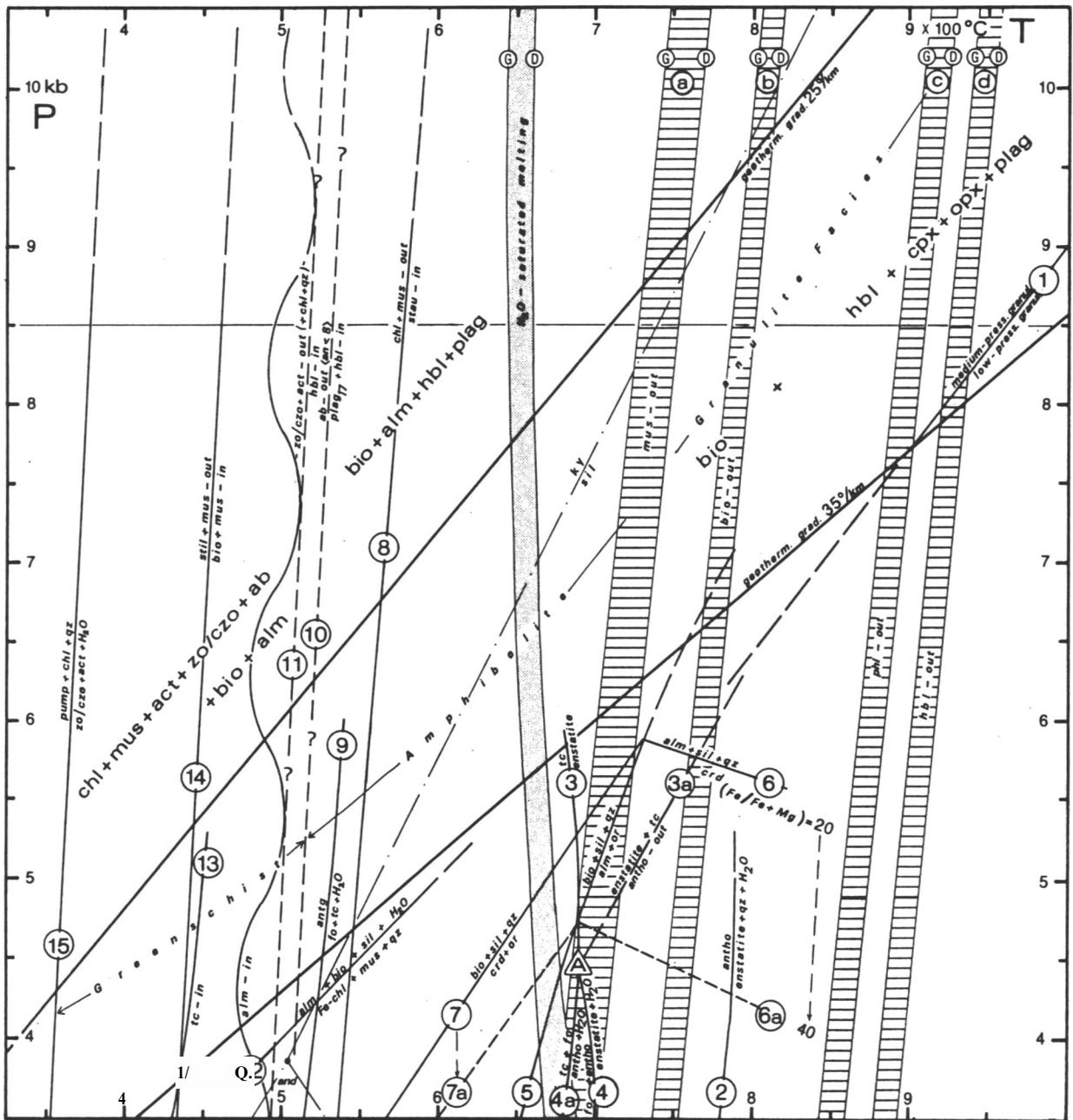
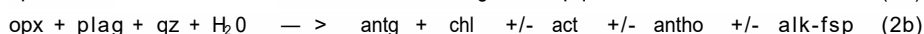
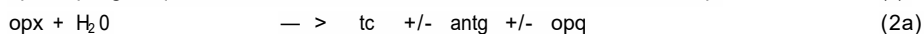
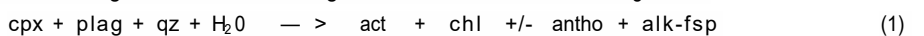


Abb. 3.3.1.1: Zusammenstellung der P-T-Stabilitätsbereiche der beobachteten Mineralphasen im Bereich der "Granoblastite-Formation". P-T-Daten bzw. Gleichgewichtsreaktionen nach Angaben von GREEN & RINGWOOD (1967), BROWN & FYFE (1970) und TURNER (1981) und dort zitierter Primärliteratur. Für Einzelheiten siehe Text. G: Granit, D: Diorit; Mineralabkürzungen siehe Anhang Tab. A I; Zahlen in den Kreisen geben die im Text genannten Reaktionsgleichungen wieder.

Fig. 3.3.1.1: Compilation of P-T-fields of stability of observed mineral phases within the "Granoblastite Formation". P-T-data resp. equilibrium reactions after GREEN & RINGWOOD (1967), BROWN & FYFE (1970), WINKLER (1979) and TURNER (1981) and papers cited there. For details see text. G: granite, D: diorite; mineral abbreviations see appendix tab. A I; enclosed numbers indicate reactions mentioned in text.

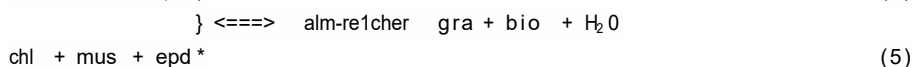
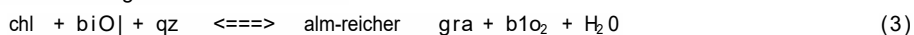
univariante oder bivariante Mineralgleichgewichte in Gesteinen mit z.T. abweichendem Gesamtchemismus zurückgehen, so läßt sich doch eindeutig ableiten, daß einige der beobachteten Phasen der Granulitfazies (low grade), andere der Amphibolitfazies (medium grade) und der Granulitfazies (high grade)

zuzuordnen sind. Der strukturelle Bau der meisten Pseudomorphosen belegt größtenteils zweifelsfrei den diaphthoritischen Charakter der letzten metamorphen Prägung die zudem gegenüber der früheren Kulmination eindeutig mit einer Zunahme von $X(H_2O)$ einhergeht. So sind häufig die Pyroxene von Hornblende ummantelt (br 3 i 7) oder eindeutiger die Orthopyroxene ausgehend von Spaltrissen vertalkt (qfr 2) wobei dieser Prozeß von außen nach Innen fortgeschritten ist. In anderen Fällen können Pyroxene völlig umgesetzt sein wobei ein Kern aus Antigorit und Chlorit oft von einem breiten Saum aus Aktinolith und/oder Anthophyllit umgeben wird (qfr 4» qfr 9). Da keine Orthopyroxenrelikte in Aktinolithpseudomorphosen beobachtet wurden ist es wahrscheinlich daß der Ca-führende Aktinolith weitgehend ein Umwandlungsprodukt von Klinopyroxen (Diopsid) darstellt. Belegt durch die univarianten Kurven "2» 3» 4" (und "9") der Abb. 3.3.1.1 sind Talk» Antigorit» Chlorit und Anthophyllit dagegen bevorzugt Umsetzungsprodukte von Orthopyroxen (Enstatit-Hypersthen). Ohne Gleichgewichtsreaktionen geben zu können» schein zu gelten:

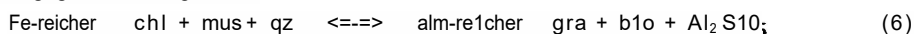


Um das Al-Defizit der linken Seite auszugleichen scheint Plagioklas für den Ablauf der Reaktionen (1) und (2b) notwendig. Durch seine Umwandlung in den Al-ärmeren Alk-Feldspat wird aber zusätzlich Ca freigesetzt was entweder zur Bildung von Aktinolith oder ggf. zur Blastese von Epidot/Klinozoisit oder Zoisit führt wie einige Paragenesen nahelegen. Quarz ist zum Ausgleich des SiO_2 -Haushaltes als Reaktionspartner stets anwesend. Die Bildung von Antigorit bei einigen der sekundären Paragenesen läßt nach WINKLER (ob. zit.) den Schluß zu daß zum Bildungszeitpunkt $X(CO_2)$ sehr klein war.

Auch der Abbau von Granat (Almandin-Pyrop) erfolgt entsprechend den Beobachtungen durch H_2O -reiche Mineralphasen wie grüner (Mg-ärmer) Al-betonter(?) Biotit» Chlorit und Hellglimmer (qfr 13). Die Koexistenz der genannten vier Phasen ist weltverbreitet (z.B. Dalradian/Schottland» TURNER»1981:361) und ist Teil der "Almandin-Zone". Ohne Chlorit ist diese Zone aus Neuseeland im "Haast Schist Terrane" bekannt (TURNER» ob.zit.). Beide Varianten sind prograde Nachfolger der "Biotit-Zone". Der spezielle Fall des Arbeitsgebietes mit den in Abs. 3.2.1 beschriebenen Pseudomorphosen nach Granat läßt aber nur den Schluß auf einen retrograden Prozeß zu. Zusammenfassend gibt WINKLER (ob.zit.) die für diesen P-T-Bereich bekannten Reaktionen die zur Bildung von Granat führen:



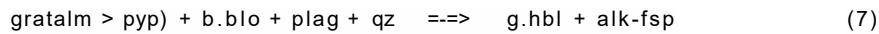
Die Reaktion (3) könnte die Erklärung für das Auftreten von grünem (jüngerem!) und braunem (älterem!) Biotit in "qfr 13" sein wobei offensichtlich ein Wechsel von Mg-reicherem zu Fe-betontem Biotit bei relativ hohem Al-Gehalt stattgefunden hat was mit der Betonung der Almandin-Komponente im Granat korreliert (TURNER»1981:198). Die Art der Pseudomorphosen gestattet den Schluß daß die einleitende Reaktion (3) von (4) & (5) jeweils - von rechts nach links! - fortgesetzt wurde. Die in Abb. 3.3.1.1 als univariante Reaktion "12" gegebene Paragenese:



ist nicht nachweisbar. Generell sind im Bereich der Granoblastit-Formation A SiO_2 -Polymorphe nicht (mehr?) auffindbar.

Bei der Verbreitung von Hornblende ist festzustellen daß neben der ausschließlich in den basischen Gesteinstypen zu findenden braunen (basaltischen) Modifikation in den basischen wie in den Quarz-Feldspat-Gesteinen noch grüne Hornblende als Komponente auftritt. Die P-T-Stabilität von Hornblende in einer H_2O -armen Umgebung ist von BROWN & FYFE (1970) untersucht worden und das Maximum in Abb. 3.3.1.1 durch "d" wiedergegeben. GREEN & RINGWOOD (1967) haben durch Ihre Experimente die Stabilität von Amphibol unter hohen P-T-Bedingungen (10-20 kb» 1100°C in trockener Umgebung nachgewiesen. Somit ist die braune Hornblende zweifelsfrei als Primärphase anzusehen und fazieskritischer Repräsentant der P-T-Kulmination im Verbreitungsgebiet dieser Formation. Die Rolle der grünen Hornblende scheint dagegen zweideutig wobei allerdings auch sie in der Mehrzahl zu den prograden Phasen zu zählen ist. Besonders in einem Fall aber (qfr 15) wo sie paragenetisch mit Chlorit» Aktinolith» Biotit und Alk-Feldspat in augenförmigen Pseudo-

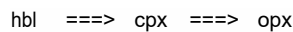
morphosen nach Granat (?) auftritt» scheint eine sekundäre Genese nach folgendem Schemamöglich:



Der retrograde Charakter eines Teils der Hornblende wird ferner durch die häufiger zu beobachteten Klnopyroxenkerne in Hornblendeblasten» besonders bei basischen Gesteinstypen» belegt. Die Chlorit- und Aktinolithbildung ist so einer weiteren» späteren Reaktion zuzurechnen» wie die von WINKLER(1979) gegebene Kurve "11" in Abb. 3.3.1.1 verdeutlicht.

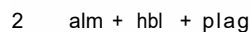
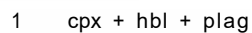
Bei zusammenfassender Bewertung der bis zu dieser Stelle diskutierten Umsetzungserscheinungen» auch unter Berücksichtigung der anderen» in Tab. 3.3. 1.1 gegebenen Paragenesen» ergibt sich das Bild der Fixierung einer tief- bis mittel temperierten (ca. 360° - 450°) Grünschiefer-Fazies (TURNER: Biotit-Zone» WINKLER: low grade) als letztes Stadium einer retrograden P-T-Entwicklung» wobei es zu einer Zufuhr von H₂O gekommen ist. Die mögliche Bildung von sekundärer Hornblende aus primärem Granat läßt auf ein Zwischenstadium in Amphibolit-Fazies schließen. Als Beleg hierfür kann auch die Bildung von Talk gewertet werden» dessen Stabilitätsbereich in Abb. 3.3.1.1 durch die Kurve "13 & 4" und "3a" gegeben ist. Die Koexistenz von Orthoamphibol» Orthopyroxen und Talk» die durch den Invarianten Punkt "A" in Abb. 3.3.1.1 gegeben ist» läßt darüber hinaus den Schluß zu» daß der Druck bei dieser retrograden Entwicklung unter 4.5 kb abgefallen ist.

Neben den überwiegend diaphroetischen Erscheinungen sind nur ausnahmsweise prograde Paragenesen zu beobachten. Im Fall der Paragenese "br 6" kann man zentrale Einschlüsse» von bräunlichgrüner Hornblende in Klinopyroxen und Klinopyroxen eingeschlossen oder teilweise umsäumt von Orthopyroxen» beobachten. In dieser Mineralisationsfolge

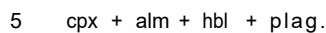
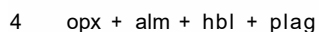
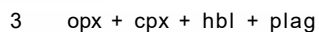


wird der Hinweis auf Art und Ausmaß der primären P-T-Entwicklung gesehen. Die Bildung von Orthopyroxen ist indikativ für hohe P-T-Bedingungen» wie sie im Bereich der Granulit-Fazies herrschen. DE WAARD(1967) formulierte als erster eine Hypersthen-Isograde als Resultat seiner Studien in den "Adirondack Highlands" im Osten der USA ohne dabei genaue P-T-Bedingungen festlegen zu können. Unter Übernahme der Ansichten von DE WAARD(1967) hat auch WINKLER(1979) seine "regionale Hypersthen-Zone" als kritisch für die Granulit-Fazies definiert.

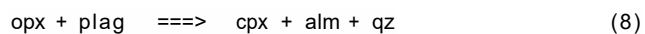
Der Almandin-Amphibolit-Fazies mit den Paragenesen



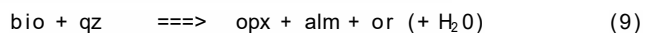
folgt nach DE WAARD(1967) unter Dehydrierung die Hornblende-Granulit-Fazies mit der einleitenden kritischen Hypersthen- Isograden und den Paragenesen



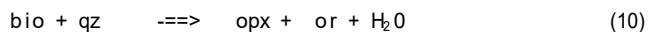
Dabei faßt DE WAARD(1967) 3 und 4 als Hornblende-Orthopyroxen-Plagioklas-Subfazies zusammen» aus der sich auf Kosten von Orthopyroxen und Plagioklas die Klinopyroxen-Almandin-Subfazies entwickelt» die durch 5 repräsentiert wird:



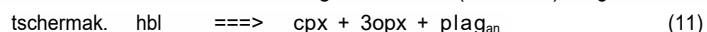
Aus politischen Gesteinen beschreibt WINKLER(1979:268) ferner die Reaktion



und HENSEN(1971:208) nennt die alternative Reaktion



Für die mögliche Bildung von Orthopyroxen und Klinopyroxen aus Hornblende und damit den Übergang von der Almandin-Amphibolit-Fazies zur Hornblende-Granulit-Fazies gibt TURNER(1981:395) folgende Reaktion an;



Der bisherige Stand der Forschung in Bezug zur Metamorphose von Granuliten belegt einerseits die Bildung der für die Granulit-Fazies kritischen Orthopyroxene auf Kosten der Hydrosilikate der Amphibolit-Fazies» was endotherme Dehydrierung zur Folge hat; andererseits verdeutlicht sie aber auch» daß Biotit und Hornblende unter ständiger Abnahme bis weit in den P-T-Bereich der Granulit-Fazies koexistieren können. Erst mit dem Wechsel in die Pyroxen-Plagioklas-Subfazies von DE WAARD(1967:225» TabJ) ist ihre Stabilitäts-

grenze annähernd erreicht.

In Ableitung aus direkt beobachteten Mineralphasen retrograden Paragenesen und Isochemischen Beziehungen sind in Tab. 3.3.1.1 die tatsächlich oder die erschlossenen primären Mineralassoziationen d.h. nicht notwendigerweise direkter Kornkontakt der Phasen für die Granoblastit-Formation des Arbeitsgebietes gegeben. Der Vergleich dieser Assoziationen (z.T. Paragenesen) mit den genannten von anderen Autoren untersuchten Paragenesen offenbart daß im diskutierten Bereich eindeutig die De Waard'sche Hypersthen-Isograde überschritten wurde aber auch daß mit den tatsächlich beobachteten Paragenesen

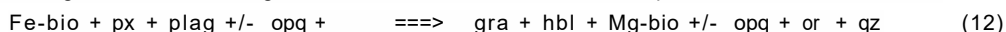
- 6 opx + cpx + b.hbl + plag (br 1 & 6)
- 7 opx + opq + b.bio + plag + or (qfr 1)
- 8 opx + cpx + b.bio + plag + opq (qfr 2)

und der Assoziation

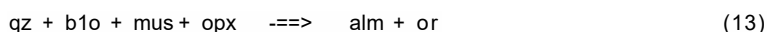
- 9 alm + opx + b.bio + plag + alk-fsp (qfr 11 i 12)

Anhaltspunkte für die Realisierung der Hornblende-Orthopyroxen-Plagioklas-Subfazies vorliegen. Auch die Primärassoziationen von "mgr 1 & 2" sowie "er 1" mit vermutlich Olivin als Primärphase fügen sich in dieses Bild.

An dieser Stelle ist notwendigerweise darauf hinzuweisen daß nirgendwo im Verbreitungsgebiet der Granoblastit-Formation Cordierit nachgewiesen werden konnte. Das bedeutet daß der Druck zum Bildungszeltzeitpunkt über dem Druck der von GREEN & RINGWOOD (1967) experimentell definierten "low pressure"-Granulite gelegen haben muß in denen Cordierit ein fazieskritisches Mineral ist. (Abb. 3.3.1.1; Kurve "1"). Andererseits gibt es keine sicheren Argumente daß die herrschenden P-T-Bedingungen im Untersuchungsgebiet einst die Grenze zur "high pressure" Granulit-Fazies von GREEN & RINGWOOD bzw. die Klinopyroxen-Almandin-Subfazies der Hornblende-Granulit-Fazies von DE WAARD überschritten hat. Die hierfür notwendige direkte Paragenese "Granat-Klinopyroxen-Plagioklas" konnte nicht (mehr?) beobachtet werden. Die Untersuchungen von GRIFFIN & HEIER (1969) an Granuliten der Lofoten/ Norwegen haben im Gegensatz zu den Beobachtungen von DE WAARD und GREEN & RINGWOOD den Beweis erbracht daß Granat auch (einziges) Produkt einer retrograden Entwicklung von einer Granulit-Fazies zur Amphibolit-Fazies sein kann



wobei nach ihren Angaben anfangs kein zusätzliches Wasser benötigt wird. Vergleichbare strukturelle Beobachtungen wie Säumevon feinkörnigen Granaten um Klinopyroxen (GRIFFIN & HEIER 1969:103) oder teils radial strahlige Symplektite von Orthopyroxen und Plagioklas um Granat und Klinopyroxen sind aber im hier diskutierten Fall nicht zu beobachten. Vielmehr finden sich almandinreiche Granatkristalle als weitgehend solitäre annähernd idroblastische Individuen z.T. in Paragenese mit braunem Biotit den er poikiloblastisch einschließen kann und mit Mesoperthit neben Quarz. So scheint die Bildung von Granat entweder durch die prograden (v.l.n.r!) Reaktionen (3) & (4) schon im Bereich der oberen Grünschiefer-Fazies möglich oder - wahrscheinlicher - im Bereich der Amphibolit-Fazies durch die von TURNER (1981:393) genannte Reaktion



unter Aufzehrung allen Muscovits. Für den Fall von "qfr 11 & 12" muß sich dann in einer zweiten Phase mit prograden Metamorphoseverlauf die Reaktion (10) mit Bildung von Orthopyroxen angeschlossen haben. Für den ersten Schritt sind mit Bezug auf das von FERRY & SPEAR (1978) andererseits untersuchte Granat-Biotit-Geothermometers 400° - 500° anzusetzen.

Für die P-T-Abschätzung während der metamorphen Entwicklung ist auch der Solvus der Alk-Feldspäte nutzbar wie schon DE WAARD (1967) demonstriert hat. Nach TUTTLE & BOWEN (1958) liegt dieser bei 600° bei 1 kb und steigt mit zunehmendem Druck an insbesondere wenn PC O klein ist und zwar nach YODER et al. (zit. in DE WAARD 1967) um 14°C/kb. Unter Bezugnahme auf andere Autoren berichtet ELLIS (1980) daß der Gipfel des Solvus mit Zunahme des An-Gehaltes in Mesoperthiten stark steigt und bei einer Zusammensetzung von 0.296 0.622 0.82 0.920 (0.5 kb) P-p - P(H₂O) liegt. Damit befindet er sich gerade unter dem Feldspat-Solidus (925 ± 5°C) 0.5 kb). Es ist sehr wahrscheinlich daß die von ELLIS beobachteten Mesoperthite mit einer Zusammensetzung bis zu 0.11 Ab₅₆ An₂₃ mit den im Arbeitsgebiet verbreiteten Antiperthiten vergleichbar sind. So ergibt sich daraus die Schlußfolgerung einer hohen Bildungstemperatur. In Verbindung mit der maximalen Biotit-Stabilität (Abb. 3.3.1.1) Bereich "b") ergibt sich eine Temperatur um 800°

(bei ca. 8.5 kb « Py > PCHO)). POWELL & POWELL (zit. in ELLIS « 1980) geben einen Temperaturbereich von 780* - 800°C (P = 10kb) für Perthite aus politischen Granuliten an.

Durch die maximale T-Stabilität von Biotit ist die maximal erreichte Temperatur nur unwesentlich über dem von BROWN & FYFE (1970) gegebenen Bereich "b" in Abb. 3.3.1.1 anzusetzen. Die minimale Temperatur für die Granulit-Fazies des Arbeitsgebietes ist dagegen durch den Zusammenbruch von Muscovit (Bereich "a") gegeben « da dieser nur wieder als sekundäre Phase präsent ist.

Für eine genaue Abschätzung des maximalen Drucks zum Zeitpunkt der Granulitentwicklung sind bisher nur unzureichende Daten verfügbar. Nur die Abwesenheit von Cordierit und der Paragenese Klinopyroxen-Granat-Plagioklas grenzen den Druck auf den Bereich der "medium-pressure" Granulit-Fazies von GREEN & RINGWOOD (1967) ein. Eine neuere Studie zur Geobarometrie von Ortho- und Klinopyroxenen von PERKINS & NEWTON (1981) gibt einen mittleren P-Bereich von 8.5+/-2 kb für Granulitgebiete auf der Erde an.

Die vorausgehende Diskussion zusammenfassend kann der Metamorphoseverlauf der Granoblastit-Formation wie folgt angenommen werden:

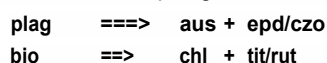
- 1) **Kulmination in Hornblende-Granulit-Fazies mit mittleren bis hohen P-T-Bedingungen (ca. 800°C « ca. 8.5 kb)**
- 2) **Retrograde Paragenesen im Bereich des Invarianten Punktes "A" (Abb. 3.3.1.1) lassen in der Folgezeit einen - andernorts häufig beobachteten (TURNER « 1981:440; HANSEN et al. « 1984) - fast adiabaten (deutlichen) Druckabfall (< 4.5 kb) in der Zone der höheren Amphibolit-Fazies erkennen. Wie Abb. 3.3.2.2 zeigt « ist zu diesem Zeitpunkt beginnende Anatexis mit Bildung geringer Mengen an Schmelze wahrscheinlich.**
- 3) **Episodischer oder kontinuierlicher retrograder Abschluß der Metamorphose in Grünschiefer-Fazies mit P-T-Bedingungen der Biotit-Zone im Sinne von TURNER (1984) bzw. "low grade" im Sinne von WIMCLER (1979) - etwa T = 360* - 450°C « P < 4.5 kb.**

Das Amphibolit-Fazies-Stadium betreffend ist zu betonen « daß nicht zu entscheiden ist « ob die primären Mineralassoziationen (-paragenesen) von "qfr 13 - 16" prograden oder retrograden Charakter hatten « d.h. ob die Gesteine zum Zeitpunkt der Granulit-Fazies die Hypersthen-Isograde nicht überschritten hatten und in der Zone der Almandin-Amphibolit-Fazies verblieben waren. Unter Berücksichtigung dieser Annahmen wären in der Granoblastit-Formation Gesteine sowohl mit progradem wie mit retrogradem Amphibolit-Fazies-Charakter in das Kalkül zu ziehen.

3.3.2 Anatexit-Formation

Auffälliger und charakteristischer Unterschied zur Granoblastit-Formation ist die weite Verbreitung der Anatexis im Bereich der Anatexit-Formation. Wie sich aus der Zusammenstellung der Paragenesen dieser Formation ergibt (Tab. 3.3.2.D « ist ein weiterer « offenbar signifikanter Unterschied die vereinzelte Präsenz von Cordierit und die Abwesenheit von Orthopyroxen. Erwähnenswert scheinen darüberhinaus noch Pyroxenrelikte in paläosomatischen Gneisen und das Auftreten der karbonatischen Paragenese "Grammatit-Diopsid-Forsterit-Calcit-Dolomit" (er 6) sowie das punktuelle Vorkommen von Staurolith (qfr 16).

Demgegenüber vergleichbar mit Paragenesen innerhalb der Granoblastit-Formation (br + qfr 1 & 2 « Tab. 3.3.1.1) « im Bereich der Anatexit-Formation häufig jedoch viel ausgeprägter « sind Paragenesen (qfr 17 & 18 « Tab. 3.3.2.1) « die auf die Saussuritisierung der Plagioklase (qfr 18) und die Chloritisierung der Biotite (qfr 17) zurückzuführen sind. Beide Prozesse sind Ausdruck für niedriggradige « rück schreitende P-T-Bedingungen etwa im Bereich der Chlorit-Zone (Abb. 3.3.1.1 & 3.3.2.1 « zwischen Kurven den "14 & 15"). Die zugrundeliegenden Reaktionen der von der Mineralparagenese her häufigsten Umsetzung sind:



	beobachtete Paragenese	(mögliche) primäre Mineralassoziation	sekundäre Mineralassoziation	Probe(n)	
mgr 1)	crd+act+epd/czo	(hbl)+crd	act+epd/czo	1-135	
er 1)	ol+spl+cc+dol	} ol+cc+dol ol+hu+spl+cc+cc+dol cpx+ol+cc+dol pa+dol phl+cc+dol	- . -	1-114	
2)	ol+gr am+ant g/chry +cc+do1		gram+ antg/chry	1-89	
3)	ol+hu+antg/chry+cc+dol		antg/chry	1-125	
4)	hu+spl+cc+dol		— . —	1-100	
5)	hu+pa+dol			1-90	
6)	cpx+gram+o1+cc+do1			1-100	
7)	pa+gram+chl+dol			1-140	
8)	gram+phl+cc+dol				
br 1)	cpx+g.hbl+act+p 1ag+or	cpx±g.hbl+plag	act±g.hbl+or	1-82	
2)	g.hbl+b.bio+g.bio+act+chl+opq+plag	(cpx)+g.hbl+b.bio+plag	act+g.bio+chl+opq	1-82	
3)	g.hbl+chl+epd/czo+cc+tit+plag+qz	g.hbl+plagiqz	chl+epd/czo+cc+tit	1-80	
4)	g.hbl+b.bio+chl+epd/czo+tit+plag g	g.hbl+b.bio+plag	chl+epd/czo+tit	1-26	
5)	tit+cc+qz	opq+cc+qz	tit+ (CO ₂)	1-80	
pelr 1)	crd-Hnus+tc+bi o+qz	crd+bio+qz+(or)	mus+tc	1-84	
qfr 1)	erd+a1m+si 1+or ±p1ag	} er d+a1m+si 1+b. bi o±p1ag+or cpx+b. bi o+p1ag+al k-f sp cpx+b. bi o+p1ag+alk-f sp b.bio+b'-g.hbl+cpx+plag (prograd: b.bio-» b'-g.hbl-»cpx) cpx+b.bio+plag (cpx)+b'-g.hbl+b.bio+plag g.hbl±bio±opq+plag b.bio±opq+plag±alk-fsp plag±alk-fsp±bio	- . -	1-116/117	
2)	erd+b. bi o+si 1+or±p 1ag				
3)	cpx+g.hbl+b.bio+act+tc +epd/czo+alk-fsp+plag			g.hbl+act+tc+epd/czo	1-106
4)	cpx+b.bio+act+alk-fsp+plag			act±alk-fsp	1-107
5)	cpx+b'-g.hbl+g.hbl+b.bio+plag ₄₆			, g.hbl	
6)	cpx+act+plag g			lact	
7)	cpx+b.bio+plag g			- . -	1-123
8)	cpx+b'-g.hbl+plag ₄₆			! (retrograd : _g.hbl-*act-»- chl!)	
9)	b.bio+chl+tit/rut+epd/czo			'chl+tit/rut+epd/czo	
10)	cpx+b.bio+epd/czo±tc±or+plag g			epd/czo+tc+or	513-3
11)	b'-g.hbl+b.bio+g.bio+chl+cc				
12)	g.hbl+b.bio+chl+cc+or+plag β			act+g.bio+epd/czo+or	506-2
13)	b.bio+chl+act+epd/czo+cc+plag β				
14)	g.hbl+g.bio+cc+epd+tit+opq+or+plag			act+g.bio+epd+cc+tit+opq+or	1-77
15)	g.hbl+act+g.bio+cc+epd+tit+opq+plag				
16)	stau+mus+b.bio+chl+alk-fsp+plag			- . -	1-85/101
17)	b.bio+chl+tit/rut+epd/czo±opq *alk-fsp+plag ₃₀			chl+tit/rut±epd/czo+opqtab	oft !
18)	mus+epd/czo+cc+chl±bi oior±ab+p 1ag			mus+epd/czo+ccic h1±bi oior ±ab	oft !

Tab. 3.3.2.1: Beobachtete Mineralparagenesen im Bereich der "Anatexit-Formation"; fQr Einzelheiten siehe Text, b': bräunlich» b«: braun» g.: grün; Mineralabkürzungen siehe Anhang Tab. A I.

Tab. 3.3.2.1; Observed mineral parageneses within the "Anatexite Formation"; for details see text, b*: brownish» b.: brown» g«: green» mineral abbreviations see appendix tab. A I.

Diese beiden Reaktionen sind nicht - besonders in der K-Bilanz - Isochemisch» wie auch die gelegentlich zusätzlich auftretenden Mineralprodukte unterstreichen. Die Assoziation beider Prozesse in DQnnschliffdimension lassen allerdings auf begrenzte» ausgleichende Stoffverschiebungen im dm-Bereich schließen. Da mengenmäßig die Saussuritisierung überwiegt» scheint Jedoch eine K-Zufuhr zwingend. Die sehr häufig zu beobachtende diagonale Blastese von Muscovit in Plagioklas läßt ferner auf einen streßfreien» statischen Prozeß schließen. In den saussuritisierten und chloritisierten Gesteinen ist häufig noch frischer Schachbrettalbit zu beobachten» so daß hier - mit Ausnahme von nicht anwesenden Aktinolith - Minerale» typisch

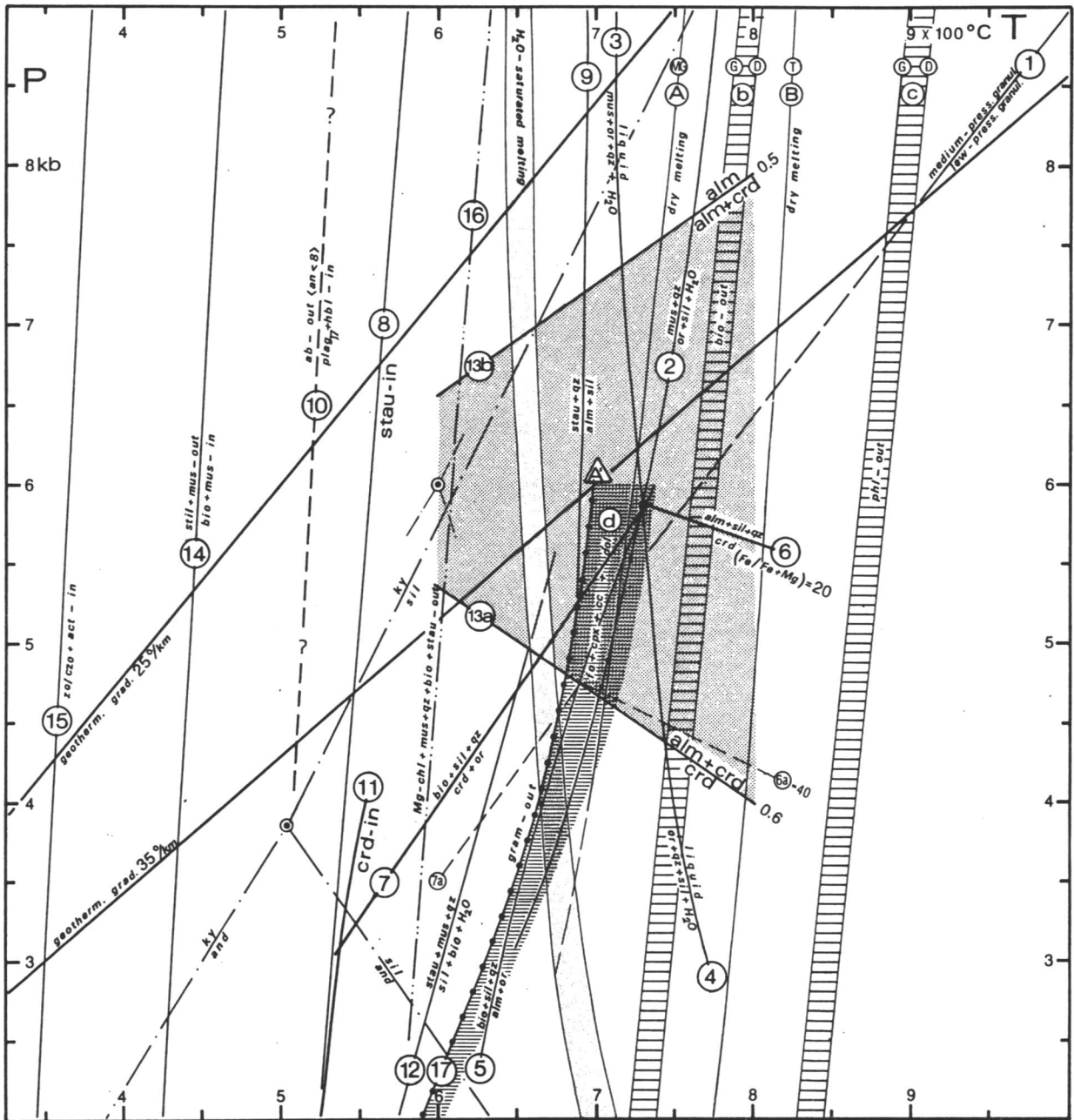


Abb. 3.3.2.1: Zusammenstellung der P-T-Stabilitätsbereiche der beobachteten Mineralparagenesen im Bereich der "Anatexit-Formation". P-T-Daten bzw. Gleichgewichtsreaktionen nach Angaben von GREEN4 RINGWOOD(1967), BROWN4 FYFE (1970), WYLLIE (1977), WINKLER (1979) und TURNER (1981) und dort zitiertes Primärliteratur. Für Einzelheiten siehe Text. MG: Muscovit-Granit, G: Granit, T: Tonalit, D: Diorit; Mineralabkürzungen siehe Anhang Tab. A I; Zahlen in den Kreisen geben die im Text genannten Reaktionsgleichungen wieder.

Fig. 3.3.2.1: Compilation of P-T-fields of stability of observed mineral phases within the "Anatexite-Formation". P-T-data resp. equilibrium reactions after GREEN4 RINGWOOD(1967), BROWN4 FYFE (1970), WYLLIE (1977), WINKLER (1979) and TURNER(1981) and papers cited there. For details see text. MG: muscovite granite, G: granite, T: tonalite, D: diorite, mineral abbreviations see appendix tab. A I; enclosed numbers indicate reactions mentioned in text.

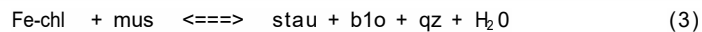
für die Grünschieferfazies, assoziiert sind. Aktinolith zusammen mit Chlorit, grünem Biotit und Epidot/Kunozolith ist dagegen als Umsetzungsprodukt von Klinopyroxen oder Hornblende in meist etwas basischeren Gesteinen vertreten (br 14 2, qfr 3 4 6 4 15).

Insgesamt kann also die letzte metamorphe Prägung als retrogrades Ereignis in Grünschiefer-Fazies aufgefaßt werden und ist so in etwa vergleichbar mit dem letzten P-T-Ereignis dem auch die Granoblast-Formation unterzogen worden ist.

Punktuell am südlichen Randbereich des Gebel Kamil-Komplexes wurde in zwei Alk-Feldspat-betonten paläosomatlichen Gneisen Staurolith gefunden (qfr 16) in einem assoziierten, politischen Gneis dagegen Cordierit (pelr 1). WINKLER(1979:221) sieht das erste Auftreten von Staurolith oder Cordierit als kritisch für den Wechsel von der metamorphen Stufe "low grade" zur Stufe "medium grade" wobei es vom Mg/(Fe + Mg)-Quotienten des Gesteins abhängt welches Mineral gebildet wird so daß im speziellen Fall ein sedimentär bedingter chemischer Wechsel vorliegen muß. Die spezielle Paragenese von Staurolith

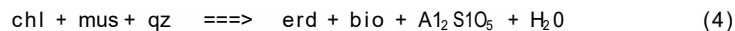


läßt auf die von WINKLER(ob.z1t.) genannte und in Abb. 33.2.1 als Kurve "8" veranschaulichte Reaktion

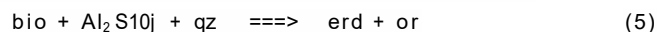


schließen wobei feine Mikrolithe von Biotit um wenige korrodierte große Heliglimmerblästen den prograden Reaktionsverlauf von links nach rechts bestätigen. Die Zusammenstellung der Reaktionskurven "9" "12" und "16" (Abb. 3.3.2. 1) zur prograden Dissoziation von Staurolith zeigt daß diese je nach Paragenese im Bereich zwischen mittlerer und hoher Amphibolit-Fazies eintreten kann. Unter geeigneten Umständen kann Staurolith bis in den Bereich der partiellen Anatexis stabil bleiben (Kurve "9"). Die andauernde experimentelle Unsicherheit der Reaktion "12" (WINKLER#1979:229) schließt auch die Stabilität der beobachteten Paragenese "qfr 16" im Bereich der Anatexis unter Berücksichtigung sekundären Chlorits nicht aus.

Die von WINKLERberichtete erste Cordierit-bildende und als Kurve "11" (Abb. 33.2.1) wiedergegebene Reaktion

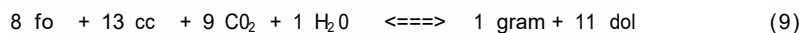
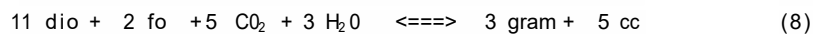
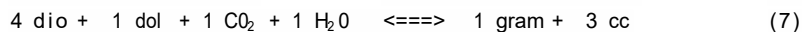
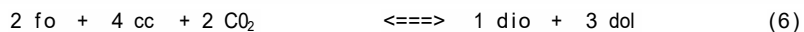


ist nicht realisiert. Es konnte keine Al-SiO₅-Phase an dieser Stelle nachgewiesen werden. Die durch Kurve "7" dargestellte Reaktion könnte daher eine alternative Bildungsmöglichkeit sein.



wobei allerdings eine Mg-Betonung der Phasen und der retrograde Zerfall von K-Feldspat zu Muscovit anzunehmen wäre.

Ebenfalls von dieser Lokalität ist die Paragenese von "Diopsid-Forsterit-Grammatit-Calcit-Dolomit" (er 6) aus assoziierten Marmoren zu berichten. Diese Paragenese ist nach WINKLER(ob.z1t.:120) petrographisch signifikant und kann bezogen werden auf den Isobaren invarianten Punkt "A" in Abb. 33.2.1. Er kann bei $X(\text{CO}_2) = 0.8$ auf den Schnittpunkt von den vier bivalenten Gleichgewichtsreaktionen:



zurückgeführt werden und verdeutlicht daß in diesem Bereich zweifelsfrei primär hochgradige P-T-Bedingungen erreicht worden sind. Der Stabilitätsbereich für den Ablauf der Gleichung (6) ist als Bereich "d" in Abb. 3.3.2.1 dargestellt. Die strukturellen Beobachtungen in Paragenese "er 6" (1-90) - Säume von Grammatit um Diopsidkerne - belegen eindeutig den retrograden Verlauf der Reaktion (7) und möglicherweise auch von (8). TURNER(1981:167) gibt für diese Reaktion die P-T-Bedingungen mit

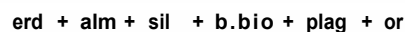
2kb bei 600°C und

5kb bei 700°C

an# also innerhalb des Bereichs "d" in Abb. 3.3.2.1.

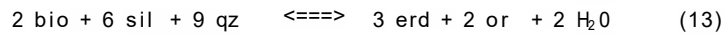
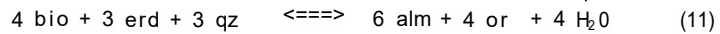
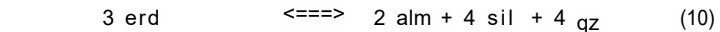
Im Zusammenhang mit dieser karbonatischen Paragenese ist auch die Staurolith-Paragenese zu bewerten. Bei den genannten P-T-Bedingungen wird ihr metastabiler Charakter deutlich. Doch sind die Informationen noch zu spärlich um für diese offenbar komplizierten Verhältnisse an dieser Lokalität schlüssigen Antworten geben zu können.

Als weitere Schlüssel paragenesen sind "qfr 1 & 2" (Tab. 33.2.1) erwähnenswert. Die Paragenese

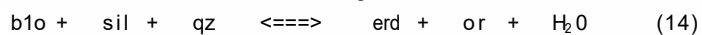


Ist besonders in Hinblick auf die Koexistenz von Cordierit, Almandin und Sillimanit schon von verschiedenen Autoren intensiv studiert worden u.a. HENSEN(1971# 1977)# CURRIE (1971) und ELLIS (1980). Diese

Arbeiten zusammenfassend berichten WINKLER(1979) und TURNER(1981) darüber» z.T. unter Einbeziehung eigener Arbeiten. Die in Abb. 3.3.2.1 (& Abb. 3.3.1.1) gegebenen Reaktionen "5» 6 & 7" gehen auf von TURNER(1981) zitierte Arbeiten "13a" und "13b" dagegen auf von WINKLER(1979) zitierte Arbeiten zurück» womit die anschließende Diskussion auch auf den genannten Quellen fußt. Für den speziell beobachteten Fall im Arbeitsgebiet sind vier Reaktionen relevant:



Der Reaktionsprozeß für die beobachtete Paragenese ist als gleitend im P-T-Feld aufzufassen und daher über einen bestimmten Bereich stabil (s. Abb. 3.3.1.1» Kurven "6» 6a» 7 & 7a"» bzw. Abb. 3.3.2.1» Kurven "6» 7» 13a & 13b"» wobei es sich häufig um die Verknüpfung zweier bivarlanter Reaktionen handelt. Die Reaktionen (10) bzw. (13) sind bivariant und stehen in Beziehung mit der univarianten Reaktion



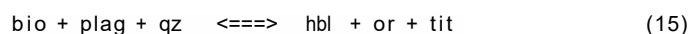
(HENSEN»1971:207). Auf diese Weise sind endotherme entwässernde Reaktionen verknüpft mit anhydrischen Reaktionen. Ungeachtet des H₂O-Aspektes sei als Beispiel der Verknüpfung und möglicherweise als konkret gültiger Reaktionsprozeß auf den gleichzeitigen Ablauf der Reaktionen (11) + (13) sowie (12) + (13) hingewiesen» deren Nettoeffekt Reaktion (14) ist. Entscheidend für die Stabilität der Paragenesen ist der Quotient Fe/(Fe + Mg)» zum einen zwischen Cordierit und Granat - ^KD(crd-alm) " , zum anderen 1^m Gesamtgestein. Nach WINKLER(ob.zlt.) liegt dieser Quotient in Gesteinen mit entsprechender Paragenese am häufigsten zwischen 0.5 und 0.6 (Kurve "13a" bzw. "13b" in Abb. 3.3.2.1). Ferner ist sie abhängig vom Al/(Fe + Mg) Quotienten. Sobald dieser den Wert 0.33 unterschreitet» ist Hypersthen statt Cordierit stabil.

Die Komplexität der Bildungsbedingungen spiegelt sich wider in den in Abb. 3.3.2.1 gegebenen und bereits erwähnten Reaktionskurven. HENSEN(1977) gibt darüberhinaus für diese Paragenesen bestimmte P-T-Bildungsbedingungen an» die zwischen 700*-900°C und 4-9 kb liegen» wobei Temperaturen über 850°C selten erreicht werden. TURNER(1981) resümiert die Diskussion dieser Paragenese mit der Feststellung» daß trotz intensiver Arbeit zu diesem Problem die Erwartungen diese Paragenese als P-T-Indikativ zu werten» nicht erfüllt wurden» und die Ergebnisse nicht über die altbekannte Tatsache hinausgehen» daß sie für eine Niedrigdruck und hochtemperierte Granulit-Fazies steht. Immerhin ist auch diese Tatsache für den vorliegenden Kontext eine interessante Feststellung.

Die genannten P-T-Konditionen werden gestützt von dem kaum perthitischen Alk-Feldspat bzw. dem Fehlen von Mesoperthit. Unter Annahme von einem mittleren Druck von 6 kb und einer Zunahme des Alk-Feldspat-Solvus von 14°C/kb ergeben sich 730°C» die nicht wesentlich unterschritten worden sein dürften. Eine relativ gute Übereinstimmung mit der Verlängerung der Kurve "h" von GREEN & RINGWOOD(1967) die "low und medium grade" Granulite trennt.

In den assoziierten Marmoren dieser Lokalität sind die Paragenesen mit Olivin» Humit und Spinell - letzterer kommt übrigens auch in der vorhergehenden diskutierten Paragenese vor - beobachtet worden» bezeichnenderweise ohne Grammatit-Umsetzung (er 1). Für Forsterit liegen die Bildungsbedingungen in karbonatischen Gesteinen nahe 700°C bei 5 kb (WINKLER» 1979). Auch von dieser Seite her bestätigt sich also eine primäre metamorphe Prägung dieser von Klinopyroxene führenden Diatexiten umgebenen Lokalität unter Hochtemperatur-Mitteldruck-Bedingungen.

Bis zu diesem Punkt wurden ausschließlich die Metamorphosebedingungen von paläosomatisehen» aus nicht genau zu ermittelnden Gründen (H₂O-armes Milieu ?) von der Anatexis anscheinend nicht betroffenen Gneisen oder anatexisresistenten Gesteinen beleuchtet. Für diese Formation sind aber die anatektischen Gesteine typisch» wie Metatexite» Diatexite und den hier möglicherweise auch zu nennenden Orthogneisen. Die Paragenesen "qfr 3, 14 & 15" (Diatexite) und "qfr 4 - 9" (Orthogneise) der Tab. 3.3.2.1 sind in derartigen Gesteinen beobachtet worden. Abzuleiten ist» daß es hier häufig zur primären Bildung von Klinopyroxenen gekommen war» die nunmehr reliktsch oder völlig zersetzt vorliegen und oft von späterer Hornblende ummantelt werden. Die Hornblende kann sich dabei als anatektisches Produkt zusammen mit K-Feldspat nach dem Reaktionsprinzip



gebildet haben (WINKLER# 1979:322) oder nach Reaktion (10) in Abs. 3.3.1. Bezeichnend für die primäre Natur der Pyroxene ist ihr Vorkommen in paläosomatischen Gneisen (1-120# 516-3)# die eine strukturelle Verwandtschaft mit den Granoblastiten zeigen. Diese Verwandtschaft ist übrigens auch bei einigen pyroxenfreien# paläosomatischen Gesteinen im Mittelwesten des Gebel Kamil-Komplexes festzustellen (I-16a bis 18a). Verhältnismäßig wenig umgewandelte# ja teilweise sehr gut erhaltene Klinopyroxene sind in einem Dlatexit (qfr 3) in geringer Menge und mit deutlichen Anteilen in einem Orthogneis (qfr 6-8) gefunden worden. Alle Pyroxene dürften daher auf das präanatektische Stadium zurückzuführen sein. Zusammen mit dem in dieser Formation sporadisch vorkommenden Cordierit und in einem Fall Granat# sind sie Ausdruck der metamorphen Kulmination in Granulit-Fazies# bei hohen Temperaturen aber verhältnismäßig niedrigen Drücken von höchstwahrscheinlich < 6 kb. PERKINS & NEWTON (1981) geben auf Basis Ihrer Studie zur opx-cpx-Geobarometrie in Granulit-Gebieten der Welt an# daß die Klinopyroxene-Granulite generell 1-3 kb niedrigere Bildungsdrücke als die Orthopyroxene-Granulite erkennen lassen. Auf der anderen Seite stellt WINKLER (1979) fest# daß die bei der Anatexis erreichten Maximaltemperaturen im allgemeinen die 800°C-Marke nicht überschreiten.

In bezug auf die Granoblastit-Formation ergibt sich als vorläufiges Fazit# daß primär beide Formationen hohen Temperaturen# die weit über dem H₂O-gesättigten Solidus lagen (Abb. 33.1.1 i 3.3.2.1)# unterzogen waren# daß jedoch ein deutlicher Druckunterschied vorgelegen hat. Dieser Druckunterschied wird vorläufig auf einen normalen tiefen abhängigen Druckgradienten zurückgeführt# was beide Formationen als unterschiedliche Krustenstockwerke erscheinen läßt. Auch KLERKX (1980) äußert diese Annahme.

Die anatektischen Prozesse im Bereich der Anatexit-Formation sind dann als folgendes Metamorphosestadium anzusehen# das Niedrigdruck-Granulite in Anatexite verwandelt hat. Auf diese Weise werden die strukturelle Verwandtschaft zwischen den Granoblastiten und dem Paläosom in bestimmten Bereichen erklärbar. TURNER (1981) stellt fest# daß sich derartige Verhältnisse heute zunehmend im Bereich archaischer Kratone offenbaren.

Für den Prozeß# der zur vollständigen und/oder partiellen Aufschmelzung geführt hat# stehen mehrere Möglichkeiten zur Wahl. Unter der realistisch scheinenden Annahme des trockenen Milieus z.Z. der Granulit-Metamorphose und unter Berücksichtigung der Biotit-Plagioklas-Quarz- bzw. Biotit-Plagioklas-Alk-Feldspat-Quarz-Gneise# die dem beobachteten (granulitischen!) Paläosom entsprechen# bedarf es bei außerdem angenommenen 760°C/6 kb nur einer geringfügigen» adiabaten Druckminderung - z.B. durch rasche Hebung - um den H₂O-untersättigten Biotit-Granulit-Solidus zu überschreiten# wie ein Blick auf Abb. 33.2.2 mit dem dort für ein tieferes Krustenstockwerk dargestellten Verlauf (Pfeile) erkennen läßt. Dieser Solidus ist identisch mit der linken Kurve von Zone "b" in Abb. 33.1.1 & 33.2.1. Das geschieht aufgrund der positiven Steigung des Gradienten und des zur Schmelzbildung notwendigen H₂O-liefernden Zerfalls des Biotits und führt unweigerlich zur Schmelzbildung und zwar zunehmend je stärker der Druck fällt. Im Abb. 33.2.2 sind alle für das Arbeitsgebiet relevanten Schmelzkurven für verschiedene Gesteinszusammensetzungen und H₂O-Gehalte zusammengestellt# wobei diese Angaben WYLLIE (1977) entnommen sind.

Alternativ lassen sich eine externe Wärme- oder/und H₂O-Zufuhr bei konstantem Druck annehmen. Auch hier wäre schnell das Schmelzminimum erreicht. Auch eine Kombination der genannten Prozesse ist denkbar. Auf der anderen Seite wird aus Abb. 33.2.2 auch verständlich# wie unwahrscheinlich vollständige bzw. sogar nur partielle Aufschmelzung der intermediären und basischen Primärgesteine ist# da hierfür bedeutend höhere als die anzunehmenden Temperaturen nötig sind. WINKLER (1979:328) bemerkt hierzu# daß die Menge der aus einem Gneis gebildeten Schmelze bei konstantem Druck abhängt von Temperatur# Plagioklas- und Alk-Feldspat-Zusammensetzung# vorhandenem H₂O und dem Verhältnis Alk-Feldspat : Plagioklas : Quarz. Hierauf wird im Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung der Metamorphite in Abs. 4.4 zurückgekommen.

Ober den Verlauf der Metamorphose im Bereich der Anatexit-Formation kann# unter Zusammenfassung der entscheidenden Fakten# folgendes Bild entworfen werden:

- 1) Primäre Niedrigdruck-Hochtemperatur Granulit-Fazies-Metamorphose mit T = 700* - 800 *C und P - 6 kb# abzuleiten aus granulitverwandtem Gefüge paläosomatischer Gneise; Cordierit- und reliktscher Klinopyroxen-Verbreitung in Paläosom und Anatexiten; den Paragenesen crd-alm-sil-blo-plag-or und cpx-fo-gram-cc-doj in anatexisresistenten Gneisen und Marmoren.

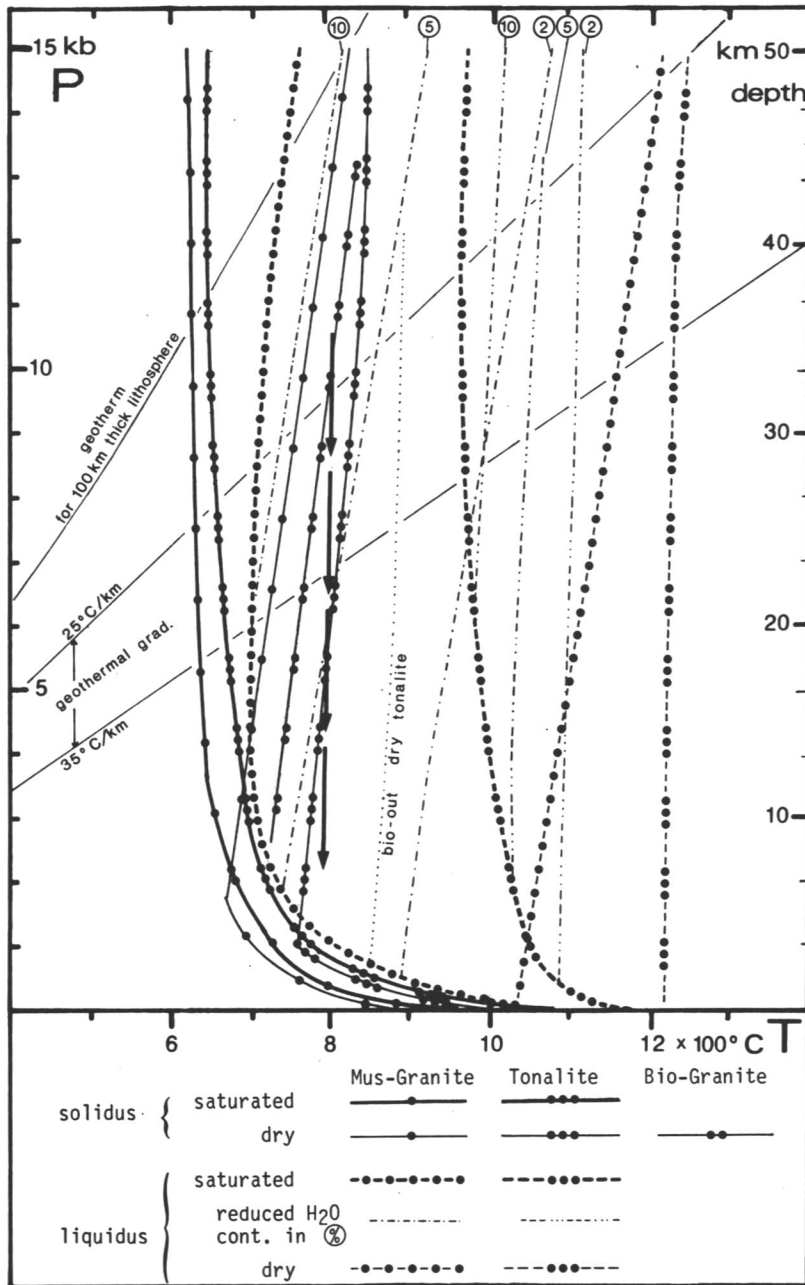


Abb. 3.3.2.2: Solidus- und Liquiduskurven von sauren bis intermediären Granitoiden für verschiedene H₂O-Gehalte: gesättigt, 10%, 5%, 2%, trocken. Bei 10 kb liegt der Sättigungsgrad für Mus-Granit und für Tonalit bei ca. 123% bzw. 11% HoO. Die Angaben für Mus-Granit und Tonalit nach WYLLIE (1977) und Mitarbeitern, für Bio-Granit nach WINKLER (1979). Ferner sind für afrikanische Granulite die wahrscheinlichen geothermalen Gradienten (WINDLEY, 1979) dargestellt und die von BROWN (1979) postulierte 100 km Lithosphären-Geotherme. Die dicken Pfeile veranschaulichen eine adiabate Druckminderung (0.4°C/km nach WINDLEY, 1979) und dadurch möglich werdende partielle Aufschmelzung selbst von trockenen tonalitischen Gesteinen, wie sie im Arbeitsgebiet häufig zu beobachten sind. Granulitfazies Bedingungen mit mittleren Temperaturen von 800°C und mittleren bis hohen Drucken von 8.5 - 10.5 kb sind Eingangsannahme für den wiedergegebenen Verlauf.

Fig. 3.3.2.2: Solidus and Liquidus curves for acidic to intermediate granitoides with respect to different H₂O content: saturated, 10%, 5%, 2%, dry. At 10 kb saturation for mus-granite and tonalite is approx. 123% and 11% HoO, respectively. Curves for mus-granite and tonalite after WYLLIE (1977) and coworkers, for bio-granite after WINKLER (1979). Further, supposed geothermal gradients for African granulites (WINDLEY, 1979) are given in addition to the 100 km lithospheric geotherm as postulated by BROWN (1979). Path of thick dashed arrows demonstrate an adiabatic pressure release (0.4°C/km after WINDLEY, 1979) and thus possible incipient melting even of dry tonalitic rocks, as has been frequently observed in the studied area. Assumed are granulite facies conditions with medium temperatures of 800°C and medium to high pressures of 8.5 - 10.5 kb.

2) Partielle bis fortgeschrittene Anatexis (höchste Amphibolit-Fazies) abzuleiten aus der weiträumigen Verbreitung von Metatexiten und Diatexiten. Die Anatexis ist als retrogrades Ereignis zur metamorphen Kulmination zum Zeitpunkt der Granulit-Fazies-Metamorphose anzusehen.

3) Grünschiefer-Fazies-Oberprägung als letztes retrogrades und weitgehend atektonisches d.h. statisches Ereignis abzuleiten aus der überall gegenwärtigen Saussuritisierung und/oder Sericitisierung der Plagioklase sowie der Chloritisierung der Biotite. Typische Mineralparagenesen dieser Episode sind Albite, K-Feldspat, Epidot und/oder Klinozoisit (Zoisit) sowie Hellglimmer (Muscovit) und Chlorit.

3.3.3 Metasedimentäre Formation

Auch im Bereich der metasedimentären Gneise und Schiefer sind die Metamorphoseverhältnisse nicht ausreichend zu klären gewesen. Wie jedoch schon die Bezeichnung zum Ausdruck bringt ist über weite Bereiche ein schwächerer Grad der Metamorphose als bei den beiden anderen Formationen erreicht. Andere Bereiche zeigen dagegen steigenden Metamorphosegrad. Die in Tab. 33.3.1 gegebene Paragenese:

ky + stau + mus + türm + opq + qz (psmr 1)

aus einem straff geregelten Quarzit läßt - zumindest lokal - hohe bis mittlere Drücke und Temperaturen annehmen. Zur Abschätzung der P-T-Verhältnisse sind der Phasenwechsel Sillimanit-Kyanit und die Kurven "8" 9 & 16" in Abb. 3.3.2.1 relevant. Da jedoch der Tripelpunkt der Al_2SiO_5 -Polymorphe offenbar nach wie vor in Diskussion ist (WINKLER 1979: 600°C, 6 kb; TURNER 1981 nach HOLDAWAY 1971: 500°C, 4 kb) fällt eine abgesicherte Einstufung schwer. Sicher ist aber daß mit Bildung von Staurolith die Amphibolit-Fazies erreicht ist und minimal 550°C bei 4.6 kb erreicht worden sind. Hiermit im Einklang steht die in Quarz-Feldspat-Paragenesen beobachtete Paragenese

alm + hbl + bio + plag + qz (qfr 1)

als klassisches Beispiel für die Almandin-Amphibolit-Fazies.

Unter Berücksichtigung des regionalen Generalstreichens der Gesteine dieser Formation NE-SW mit einer großen E-W-Verbiegung scheint die beobachtete etwas schematisierte Abfolge der Paragenesen von NW nach SE wichtig:

NW 1	alm + hbl + bio + plag + qz	(qfr 1)
2	hbl + bio + plag + qz	(qfr 2)
3	mus + qz	(psmr 5)
4	mus + ky + stau + türm + opq + qz	(psmr 1)
5	mus + qz	(psmr 5)
6	gram + czo + phl + plag	(er 2)
7	hbl + chl + tlt + epd/czo + zo + qz + plag	(br 1)
8	alm + b1o + qz	(pelr 1)
9	bio + mus + qz	(pelr 2)
10	bio + mus + chl +/- alk-fsp	(pelr 3)
11	mus + qz	(pelr 4)
SE 12	chl + mus + qz	(psmr 4)

Hier liegt ganz offenbar eine fließende lokal möglicherweise tektonisch gestörte Abfolge von der mittleren Amphibolit-Fazies im NW bis in die unterste Grünschiefer-Fazies im SE vor. Auch vom Gefüge der Gesteine vermittelt sich dieser Eindruck was als notwendiger Anhaltspunkt erscheint da kritische Paragenesen besonders in SE meist fehlen. Eine Schieferung und Verstellung der Gesteine ist durchgängig vorhanden. Im NW sind die Gesteine teils straff geregelt mit intensiver Kornverzahnung oder interlobat kataklatisch im SE stellt man oft polygonal geprägte wenig gebundene Gefüge fest. Aus dem "Haast Schist Terrane/Neuseeland" beschreibt TURNER (1981: 221/226) die Ausbildung einer metamorphen Schieferung im Bereich des Wechsels:

Pr e h n i t-Pumpel 1y11 ==> Pumpel 1yit- Akt inol ith-Fazies

	beobachtete Paragenese	Probe(n)
er 1)	gram+cc+dol+tit+qz	RH
er 2)	gram+czo+ph1+p1ag	
br 1)	g.hbl+chl+epd/czo+z0+t1t+qz	R14
br 2)	plag+mus+czo/zo	
qfr 1)	alm+g.hbl+b.bio+plag+qz	537-1
qfr 2)	alm+g.hbl+plag+qz	537-1/2, R1
qfr 3)	g.hbl+b.bio+plag+qz	
qfr 4)	g.hbl+b.bio+or+plag+qz	537-2
qfr 5)	alm+b.bio+or+ab+qz	R4
qfr 6)	g.hbl+chl+mus+epd/czo+cc+plag+qz	R10/12
qfr 7)	b.bio+mus+epd/czo+ab+qz	R19
qfr 8)	epd+z0+mus+act (sil?)	K12
psmr 1)	ky+stau+mus+turm+opq+qz	541-1
psmr 2)	ky+rut+opq+qz	R39
psmr 3)	chl+bio(?) +alk-fsp+qz	
psmr 4)	chl+mus+qz	544-4
psmr 5)	mus+qz	R7/37,538-1/2
pelr 1)	alm+bio+qz	R23
pelr 2)	bio+mus+qz	R23/29/30,
pelr 3)	bio+mus+chl±alk-fsp	544-5/6
pelr 4)	mus+qz	544-1
		544-3

Tab. 3.3.3.1; Beobachtete Mineralparagenesen Im Bereich der "Metasedimentären Formation"; für Einzelheiten siehe Text, b.: braun# g.: grün; Mineralabkürzungen siehe Anhang Tab. A I.

Tab. 3.3.3.1; Observed mineral parageneses within the "Metasedimentary Formation"; for details see text, b.: brown# g.: green; mineral abbreviations see appendix tab. A I.

bei reiner# streißfreier Versenkungsmetamorphose. Auch wenn die kritischen Mineralparagenesen (bisher noch) fehlen# wird die knapp unterhalb der Grünschiefer-Fazies beginnende Pumpellyit-Aktinolith-Fazies (ca. 320*0# 3.5 kb) als minimalste Metamorphose Überprägung angesehen.

Eine polymetamorphe Prägung dieser Abfolge ist kaum erkennbar# was besonders bei den niedriggradigen Gesteinen in SE auch nicht verwundert. Eine mögliche# mehrfache niedriggrade Überprägung könnte# bedingt durch die bereits existenten Phasengleichgewichte# aber auch durch die schleppende Gleichgewichtseinstellung in diesem P-T-Bereich (TURNER#1981) völlig spurlos vorbeigegangen sein# Insbesondere bei kurzzeitigen Ereignissen. Weitere Voraussetzung ist hierfür allerdings weitgehende Stoffkonstanz innerhalb des Systems. Nur im Bereich der höheren Metamorphosegrade in NW sind vereinzelt saussuritischer Plagioklas in Amphiboliten (br 2) oder chloritisierte Hornblende in Hornblende-Gneisen (qfr 6) zu beobachten. In den in diese Serie intrudierten Orthogneisen sind in unmittelbarer Nachbarschaft zu der Kyanit-Staurolith-Paragenese typische Grünschiefer-Fazies Paragenesen zu beobachten:

- 1 **ab + bio + aus + epd/czo** (540-1)
- 2 **hbl + bio + chl + epd/czo + tit** (539-1)
- 3 **pl 93Q + or -i* aus + epd/czo** (539-1)

Fakten# die auch bei dieser Folge für einen polymetamorphen Charakter sprechen.

In den Randbereichen der beiden epizonal intrudierten Plutone wird die Situation durch kontaktmetamorphe Erscheinungen komplizierter. Infolge ihrer späteren Intrusion ist es in den Metapeliten und -psammiten zur rein thermometamorphen Umwandlung zu Fleck- und Knotenschiefer gekommen# wobei dieser Prozeß die primäre# niedriggradige Regionalmetamorphose überlagert hat. Die Blastese von Cordierit in einer Paragenese aus dem unmittelbaren Kontaktbereich (R17) wird auf diesen späten Prozeß zurückgeführt.

Als letzter# unter Umständen bedeutungsvoller Teilaspekt sei hier darauf hingewiesen# daß zwischen dem Metamorphosegrad der in Wanschließenden Gesteine der Granoblastit-Formation und den metasedimentären Gneisen in Almandin-Amphibolit-Fazies dieser Formation kein deutlich hervortretender Metamorphosesprung beobachtet werden kann. Es hegt anscheinend (?) ein stufenloser Übergang vor# obwohl der unmittelbare Kontaktbereich zwischen beiden Formationen durch eine holozäne Sand- und Kiesebeine verdeckt ist.

3.4 Magmatite

Die Gesamtheit der magmatischen Gesteine ist das landschaftlich prägende Element der Region um den Gebel Uweinat. überall im Arbeitsgebiet sind Zeugnisse magmatischer Aktivität anzutreffen. Obwohl im einzelnen ihre zeitliche Stellung noch unzureichend erforscht ist« muß aus dem bisher Bekannten angenommen werden« daß diese Aktivitäten vom Präkambrium bis in das Tertiär andauerten (s. Kap. 6). Dementsprechend verändert sich auch ihre Verbreitungsart. Die älteren Intrusiva findet man in großen Ebenen« in denen die Gesteine entweder als flache« morphologisch kaum auffällige Aufschlüsse oder in Form kleinerer« bis 30m hoher Hügel auftreten. Die vorkommenden intrusionsbedingten Ringstrukturen sind meist ebenfalls morphologisch wenig prägnant« fallen aber im Satellitenbild deutlich auf. Die meso- bis känozoischen Extrusiva wie Intrusiva bilden dagegen kleinere bis große« z.T. mehrere hundert Meter hohe Kegel bzw. Massive. Daneben sind geschlossene und offene« vereinzelt calderenartig erweiterte Ringstrukturen zu beobachten. Bei den offenen Ringstrukturen ist sehr oft kein vulkanisches Material mehr vorzufinden« vielmehr bestehen die äußeren Wände lediglich aus gefritteten psammitischen Sedimenten. In anderen ist zentral ein Rest vulkanischen Gesteins erhalten geblieben. Extrusiva wie Intrusiva werden häufig durchschlagen von offensichtlich zeitlich ebenso variablen hypabyssalen Ganggesteinen.

3.4.1 Plutonite

Unabhängig von ihrer Zusammensetzung zeigen die plutonischen Gesteine des Arbeitsgebietes in aller Regel die für Intrusiva charakteristische Wollsackverwitterung. Darüberhinaus konnte bei den Granitoiden am Ostrand der Peneplain« aber auch im zentralen Teil des Gebel Kamil-Komplexes eine mehrere Meter mächtige Verwitterungszone mit vollständig kaolinisierten Feldspäten beobachtet werden« direkt im Kontakt zu den diskordant und weitgehend horizontal auflagernden phanerozoischen Sedimenten. Dieser Sachverhalt ist Zeugnis für die Existenz einer einstigen präsedimentären Landoberfläche.

Es lassen sich petrologisch vier plutonische Gesteinseinheiten auseinanderhalten« die auch nach später noch im einzelnen zu erläuternden Gesichtspunkten stratigraphisch vier Phasen zugeordnet werden sollen. Dafür liegen jedoch nur in einem Fall (s. Abs. 6.2) radiometrische Altersdaten vor. Im einzelnen können unterschieden werden:

- gg** " graugrüne« kalk-alkal ine Granitoide;
- gr** - rote bis rosarote« alkaline Granite s.s.;
- gp** - Überwiegend bräunlich-graue« kalk-alkal ine« porphyrische Granitoide;
- rc** - weißlich bis hellgraue« alkaline Syenite des Gebel Kisu-Ringkomplexes

(s. auch Kap. 4). Daneben lassen sich allerdings noch plutonische Gesteine finden« bei denen es aufgrund ihrer atypischen Erscheinung oder Verbreitungsform schwer ist« eine Zuordnung vorzunehmen. Im speziellen handelt es sich dabei um einen Pluton in SW der Peneplain« der aus einem hellgrauen« sehr grobkörnigen (pegmatoiden) und unfolierten feldspatreichen Gestein aufgebaut wird. Aufgrund mißlicher Umstände - siehe Vorwort - war es nicht möglich von diesem Gestein Probenmaterial zu erlangen. Außerdem handelt es sich um porphyrische Granitoide im Ringstrukturen-Komplex (R 21)« deren mineralogischer Aufbau zwar mit dem Typ "gp" in etwa übereinstimmt« dessen linsenförmige (syntektonische ?) Verbreitung aber mit dem Alter des Typs "gp" (s. Abs. 6.2) kollidiert. Unsicher ist weiterhin die Stellung eines intrusiven Charakter zeigenden Gesteins (1-37)« das am Rande eines Plutons des Typs "gp" aufgefunden wurde und chemisch mit diesem korrelierbar ist (s. Abs. 4.4)« nicht aber textuell. Es zeigt in seinem mittelkörnigen Gefüge keinerlei porphyrische Feldspat-Einsprenglinge. Unter der Annahme« daß es sich um eine Randfazies handelt# bedingt durch besondere Magmengenese oder einen speziellen Intrusionsmechanismus« ist das Gestein dem Typ "gp" zugeordnet worden.

Besonders bei den graugrünen Granitoiden (gg) und den roten Graniten (gr) sind gewisse mineralogische« textuelle und - soweit analysiert - auch geochemische Beziehungen zu den Orthogneisen und Diatexiten festzustellen. Die gegenseitige Abgrenzung bei derartigen Überschneidungen ist maßgeblich durch die beob-

achten Aufschlußverhältnisse beeinflusst worden. Im Gegensatz zu den Orthogneisen und Diatexiten sind die hier zusammengefaßten Intrusivgesteine in flächenmäßig wesentlich größeren zusammenhängenden Arealen verbreitet.

Graugrüne Granitoiden (gg):

Die graugrünen Granitoiden sind in drei Gebieten der Region anzutreffen. Im E der Penneplain bilden sie einen in N-S-Richtung etwa 35km langen, in großen Teilen stark zugesandeten Batholith. Häufig, aber nicht immer, wird eine Foliation des Gesteins deutlich. Soweit beobachtet, sind im Grenzbereich zwischen den Lagengneisen der Penneplain und dem Batholith keine scharfen Kontakte auszumachen, so daß offensichtlich ein konkordanter Übergang vorliegt, wie er von katazonalen, autochthonen bis parautochthonen Granitoidlagen bekannt ist (HUGHES,1982:77). Im cm-, dm- und Hundertmeterbereich werden die graugrünen Granitoiden von dem roten Granit in grobkörniger und aplitischer Ausbildung durchsetzt; dabei ist es partiell zur Bildung von agmatischen Strukturen gekommen (Injektions-Migmatite).

In einem weiteren Verbreitungsgebiet, einige Kilometer südlich vom Gebel Kamil, sind entsprechende Durchkreuzungsrelationen beider Gesteinstypen beobachtet worden. In diesem Granitkomplex nimmt gegen E der rote Granit zu, um schließlich allein vertreten zu sein. Aufgrund höherer Alk-Feldspat-Gehalte nehmen die rötlichen Farbtöne im Typ "gg" zu, der hier quarz-monzonitisch zusammengesetzt ist, um sich so dem Typ "gr" anzupassen.

Ein weiterer Fundpunkt der graugrünen Granitoiden ist der Sattelkern einer großen Antiklinalstruktur im Ringstrukturen-Komplex (Gebiet 4). Auch hier zeigen diese Gesteine eine deutliche Foliation.

Die im Handstück stets aphyrisch mittelkörnigen Gesteine weisen generell ein hypidiomorph-granulares, Mikrogefüge auf, bei meist serlaler Korngrößenverteilung. Die kleineren Kristalle tendieren dann zur Xenomorphie. Eine tektonische Deformation ist an gelegentlich intergranular vorkommender mikrokristalliner Matrix, an undulösen Quarzen und an geringer Katakklasis der größeren Individuen erkennbar. Eine Einregelung der Komponenten ist in Dünnschiffdimension kaum wahrnehmbar. Die Mafitkomponenten treten stattdessen häufig nestartig in komplexen Aggregaten auf.

Die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine östlich der Penneplain ist recht stabil, Plagioklas ist immer dominant. Neben einer großen Zahl langtafeliger Kristalle ist in einigen Gesteinsvarietäten (509-1, 509-2) eine Tendenz zur Isometrie abzulesen. Dabei sind die Plagioklase meist deutlich, überwiegend normal, zoniert. Serlitisierung ist schwach entwickelt, vereinzelt kann man aber auch mit Epidot und Schichtsilikaten gefüllte Kristalle sehen (509-2). Auch wenige Antlperthite sind auszumachen. Zwillinge sind häufig, aber nicht immer vorhanden, dabei ist fast ausschließlich polysynthetische Verzwilligung nach dem Albit-Gesetz zu erkennen. Als leukokrate Nebenkomponenten sind xenomorpher Quarz und Perthit* bisweilen in größeren isometrischen Kristallen, neben intersertalem, strukturlosem Orthoklas vertreten. In einigen Varietäten ist auch Mikroklin anwesend (520-1). Auch Myrmekit ist häufig zwischen den Feldspäten entstanden.

Die vorherrschenden, wechselweise dominanten Mafite sind grüne, körnige bis langprismatische Hornblende und teils lappiger, meist jedoch großschuppiger, grüner Biotit. Unter Titanit-Bildung kann letzterer zu Chlorit-Pseudomorphosen umgewandelt werden (509-1). Vereinzelt sind an größeren Biotiten Flexuren festzustellen. An Hand der optischen Kriterien handelt es sich bei der Hornblende um Mg-Hastingsit, der bisweilen Zwillingsbildung erkennen läßt. Einmalig konnte in einem größeren Amphibol-Aggregat zentral eingelagert Uralit aufgefunden werden, der Zeugnis für eine primäre, wenn auch seltene Gegenwart von (Klino-)Pyroxen gibt (509-3).

Bei den Akzessorien der graugrünen Granitoiden sind Epidot und Titanit vorherrschend. Ihre Gestalt ist wechselnd. Idiomorphe Titanite können beachtliche Größe erreichen. Kurzsäuliger Apatit ist häufig in Biotit eingelagert. Daneben kommen Zirkon, Calcit und opakes Erz vor. Häufiger ist auch ein bräunlich gelbes, schwach zoniertes isometrisches Mineral, bei dem es sich entweder um Monazit, Xenotim oder um den in allen Gesteinen der Gegend verbreiteten Orthit handelt.

Als Variante der Granitoiden des Typs "gg" werden die Quarz-Monzonite (1-27, 1-28) des Gebel Kamil-Komplexes betrachtet. Neben den in den anderen Gesteinsvarietäten auch auftretenden Mafiten - der Biotit kommt hier allerdings als braune Variante vor -, findet sich in beachtenswerter Menge noch Klinopyroxen.

der D1ops1d-Hedenberg1t-Reihe. Teils hypidiomorph und wenig umgesetzt# liegen die Pyroxene andererseits symplektisch mit Hornblende und/oder B1ot1t vor# oder sie sind vereinzelt zu Akt1nol1th uralltisiert. An den hier als Ollgoklas vorkommenden# zonar gebauten Plagioklasen läßt sich zumindest teilweise eine Inversion der Zonierung bestimmen. Der hier deutlich zunehmende Alk-Fel dspatgehal t Ist 1n Form 1d1o- bis hypldlormpher Bandperthite# die kleine ältere Plagioklase weitgehend oder vollständig umschließen# vertreten. Dabei können die gelegentlich als Utzenperthite ausgebildeten Alk-Feldspat-Einsprenglinge eine Größe von mehreren Millimetern erreichen.

Rote Granite s.s.:

Die roten Granite der Region sind in Ihrer Erscheinungsform variabler als die graugrünen Granitoiden. Man trifft sie an 1n Form von fein- und grobkörnigen Stöcken verschiedenen Ausmaßes (Peneplain# Gebiet 2), als aplitisch Sills oder Spaltenintrusionen (Peneplain und Ringstrukturen-Komplex)# als Ringstrukturen (Gebiet 4) von mehreren Kilometern Durchmesser oder ebenfalls als Batholithe (Gebel Kamil-Komplex# Gebiet 1). Diese Verbreitungsform zeigt zum einen an# daß hier verschiedene Intrusionsniveaus vorliegen# zum anderen Ist auch davon auszugehen# daß die Intrusionen multitemporal erfolgten. Für mesozonalen bis epizonalen Charakter der roten Granite sprechen neben den genannten Intrusionsformen auch die kontaktmetamorphen Erscheinungen# die lokal beobachtet werden konnten.

Für genetische Interpretationen offen sind die strukturellen Beziehungen von ^wggⁿ und ⁿgr^r in bezug auf die verschiedenen Fundgebiete. Im Gebiet der Peneplain (Gebiet 2) erscheinen die Kontakte zwischen dem Batholith und den apültischen Gängen und mittelkörnigen Stöcken stets scharf# im Gebel Kamil-Komplex dagegen# wo der rote Granit seinerseits batholithartig verbreitet ist# scheinen die Übergänge - soweit untersucht - eher zu verschwimmen. Im Ringstrukturen-Komplex ist überhaupt kein direkter Kontakt aufgefunden worden. Hier tritt roter Granit wieder in Sills oder in großen Ringstrukturen mit Kontaktmetamorpher Aureole auf und nicht als Batholith. Nach BUDDINGTON (zit. 1n HUGHES#1982:84) bestehen kontinuierliche Übergänge zwischen kata-# meso- und epizonalen Plutoniten. Andererseits ist es wenig wahrscheinlich# daß alle drei Intrusionsniveaus in einem Gebiet auf engem Raum zu beobachten sind# wahrscheinlicher sind jedoch schon zwei der drei Tiefenstufen. Der von BUDDINGTON verallgemeinerte Sachverhalt scheint sich im speziellen Fall des Arbeitsgebietes abzuzeichnen# wo offenbar im Bereich des Gebel Kam11-Komplexes ein kata-mesozonaler Übergang zwischen dem quarz-monozoitischen gg-Typ und dem granitischen gr-Typ besteht. Allein schon aus diesem Aspekt heraus muß dieser Bereich ein tieferes Krustenstockwerk als der Ringstrukturen-Komplex, aber auch - 1n eingeschränktem Maße - als die Peneplain darstellen. In diesen Gebieten nämlich bestehen entweder keine oder scharfe Kontakte zwischen den - zumindest teilweise - katazonale graugrünen Granitoiden und den epizonalen Gängen und Stöcken des roten Granites. Im Aufschlußbereich der Granoblastit-Formation sind interessanterweise weder Granitoide des Typs ^rggⁿ noch gr-Granite aufgefunden worden sind.

Die roten Granite sind makroskopisch im Handstück ebenso variabel wie die Art ihres Vorkommens# doch sind sie stets rosa bis dunkel rot. Demgegenüber Ist Ihre mineralogische Zusammensetzung relativ konstant. Die Alk-Feldspäte - überwiegend als breitaderig angelegte Bandperthite ausgebildet - sind ausnahmslos dominant# gefolgt von Quarz und meist niedrigen# in Randfaziestypen etwas zunehmenden Gehalten an Abreichen Plagioklas (Ollgoklas)# stets zwillingslamelliert nach dem Albt-Gesetz. Es kann von einer normalen granitischen Zusammensetzung gesprochen werden. Die Mafite spielen eine untergeordnete Rolle. Meist Ist nur etwas grüner# ausnahmsweise brauner (R2) Biotit vertreten. Die blätterigen# oft gestreckten Kristalle scheinen häufiger resorbiert zu sein oder zeigen symplektische Verwachsungen mit Feldspat und Quarz (546-1# 546-5). Daneben Ist gelegentlich auch Chlorit anwesend# der z.T. aus dem Biotit hervorgegangen Ist. Bei den Akzessorien häufigste Komponente Ist idiomorpher Titanit# der bisweilen zu Leukoxen umgesetzt Ist. Daneben sind Calcit und Seridit als Umsetzungsprodukte der Plagioklase verbreitet. Ferner finden sich langsäuliger Apatit# idiomorpher Zirkon# Rutil und Erz# sowie Isometrischer Flußspat# der in einem Fall von spärolithischem Chlorit umschlossen wird (546-1). Akzessorien und Biotit bilden häufig nest artig Aggregate.

Das Mikrogefuge Ist 1n der Regel hypidiomorph-granular grobkörnig# unregelmäßig# stets aber kataklastisch. In Randbereichen der größeren Plutone und Batholithe findet man aber auch mittel- bis feinkörnig-

nige# deutlich geschieferte Gesteine (I-19a#I-62)#die häufig linsenförmig oder gestreckt# interlobat bis amöboid verzahnte Quarzaggregate aufweisen. Diese Aggregate und die meist gestreckten Feldspäte lassen eine mäßige bis deutliche Einregelung erkennen. Bei diesen Typen liegen deutliche Übergänge zu metamorphen Gefügen vor.

Metamorph geprägt scheint ein stockartig vorgefundenes# deutlich foliertes Gestein (506-3) zu sein, dessen xenomorph-granulares Gefüge überwiegend aus Mikroklin# untergeordnet aus Perthit und Quarz und aus sehr wenig Plagioklas aufgebaut wird# und das ebensogut als anatektisches Leukosom angesprochen werden könnte.

Bei den lagergangartig angetroffenen Varietäten zeigt sich charakteristischerweise granophyrisches Gefüge mit mikrokristalliner# symplektischer Quarz-Feldspat-Matrix. In ihr schwimmen mittelkörnige und sericitisierte Plagioklas- und Alk-Feldspat-Einsprenglinge (R2).

Bei den makroskopisch grobkörnig erscheinenden Varietäten wird unter dem Mikroskop deutlich, daß zwischen den Großkristallen fast immer# aber mit wechselnden Anteilen# ein feinkörnige# hypidiomorph ausgebildete und granitisch zusammengesetzte Phase vorhanden ist. Es handelt sich offenbar dabei um eine spätmagmatische Restphase# die durch rasche Erstarrung ihre feinkörnige Gefügeprägung erhalten hat. Alternative Möglichkeiten hierfür sind schnelle Entgasung entlang tief reichender Brüche oder schnelle Abkühlung durch Intrusion in ein hohes Krustenniveau.

Gegen eine schnelle Entgasung bei den Graniten des Gebel Kamil-Komplexes# doch für hohe Mobilität und chemische Reaktionsfreudigkeit der Restphase sprechen Beobachtungen# wie konvexe Kontakte von klein- zu grobkörniger Phase oder auch isoliertes Vorkommen von feinkörniger Phase in Großkristallen. Die Tatsache# daß entsprechende Beobachtungen besonders häufig bei grobkörnigen Quarzen zu machen sind könnte andererseits# auch für eine post-magmatische# möglicherweise metamorphosebedingte Rekristallisation der Quarzkomponenten sprechen. Auch die breitbandige# perthitische Entmischung der Alk-Feldspat-Komponente könnte# zumindest bei den tiefplutonischen Graniten des Gebel Kamil# auf entsprechende Vorgänge zurückzuführen sein. Eine eindeutige Entscheidung jeweils zugunsten einer der alternativ diskutierten Kristallisationsprozesse ist bei der bisherigen Datenbasis noch nicht möglich.

Meist nur andeutungsweise (546-5# 1-2)# in einem Fall jedoch eindeutig (546-1)# ist bei den tiefplutonischen Gesteinen eine **Rapakivi-Struktur** des Feldspat-Gefüges entwickelt. In typischer# von TUTTLE & BOWEN (1958) eingehend beschriebener Art und Weise sind ovale Alk-Feldspat-Kerne von nach außen hin idiomorph entwickelten# sauren Plagioklas-Rändern ummantelt. Dabei ist bezeichnenderweise diese Art der Feldspatverwachsung häufig# aber nicht ausschließlich präsent; daneben sind auch getrennt Plagioklas und schwach zonierte Alk-Feldspäte vertreten. In diesem Gefügetypus manifestiert sich nach heute allgemeingültiger Auffassung die Entwicklung aus einem Alk-Feldspat-Feld des Qz-Or-Ab-An-Tetraeder (z.B. in WINKLER, 1979:292) liegenden alkalinen Magma. Nach der zusammenfassenden Arbeit von EMSLIE (1978) treten entsprechende Rapakivi-Granite mit anorogenen Charakter bevorzugt in relativ dicken# proterozoischen Kratonen auf. Die von diesem Autor beschriebene Assoziation mit Anorthosit-Komplexen kann im Arbeitsgebiet jedoch - bis jetzt - nicht festgestellt werden.

Unabhängig von später diskutierten geochemischen Aspekten# wird aufgrund der petrographischen Variationsbreite der vorläufig unter dem **Sammelbegriff "roter Granit"** zusammengefaßten granitischen Intrusiva ersichtlich# daß es sich hierbei nicht um eine einheitliche# genetisch zusammengehörige Gruppe handelt.

Porphyrische Granitoid (gp):

Die porphyrischen Granitoid als dritter Granittyp der Gebel Uweinat-Region findet sich# mit einer Ausnahme (R2D# ausschließlich im Gebiet 1# südwestlich des Gebel Kamil. Hier liegt er in Form mittelgroßer# regellos verbreiteter Stöcke vor# wobei großräumige Diapirstrukturen# d.h. in Satellitenbilddimension# in der Regel nicht erkennbar sind. Typisch# wenn auch in Einzelfällen nicht vorhanden# sind bis zu mehrere Zentimeter große# tafelförmige bis gerundete Feldspateinsprenglinge# die das Gestein im Handstück typisieren. Bereits makroskopisch ist an einigen dieser Einsprenglinge eine deutliche Zonierung mit bis zu einigen Millimetern dicken Randzonen erkennbar. In Aufschlußdimension wird besonders an den tafelförmigen# gestreckten Individuen eine magmatische Fließregelung deutlich. Xenolithen# die aus Gneisen des angrenzenden Grundgebirges bestehen# fehlen diese großen Feldspat-Einsprenglinge. Dadurch drückt sich schon im Feld

eine primäre# magmatische Genese der Feldspateinsprenglinge aus. Im frischen Anschlag herrschen mittlere# bräunlich-graue Gesteinsfarben bei diesen Granitoiden vor.

Unter dem Mikroskop erweisen sich das Gefüge und die Zusammensetzung als recht variabel. Es können von Plagioklas dominierte Gesteine mit etwa ausgeglichenem Verhältnis von Biotit und Hornblende (1-37# 1-38b) von solchen Gesteinen unterschieden werden# die verstärkt Alk-Feldspat und Quarz führen und darüber hinaus bevorzugt Biotit zeigen (1-38# 1-38a# 1-61).

Das vorherrschende Mikrogefüge ist porphyrisch mit großen Aggregaten und Großkristallen in einer interlobat entwickelten# feinkörnigen Grundmasse aus Quarz# K-Feldspat und olivgrünem Biotit (+/- Chlorit). Der Biotit ist in der Grundmasse deutlich fluidal eingeregelt. Großkristalle sowie mono- und heteromineralische Aggregate schwimmen# ausschließlich mit abgerundeten Korngrenzen# massenhaft in der sie umströmenden Matrix mit einem Verhältnis Matrix zu Einsprenglingen von etwa 2:1. Bei diesen Einsprenglingen ist eine seriale Gradierung von mittelkörnig bis grobkörnig festzustellen. Unter ihnen finden sich zonal gebaute# häufig gefüllte Plagioklas- und Plagioklasaggregate# stets verzwilligt nach dem Albit-Gesetz# häufig zusätzlich nach dem Karlsbader Gesetz# amöboid gebundene# deutlich resorbierte Quarzite-Gesteinsbruchstücke ausgefrante Biotite und Hornblenden und symplektische Aggregate aus Biotit# Hornblende und Erz. Mit einem Hiatus zu diesen Einsprenglingen sind die makroskopisch so prägenden Alk-Feldspat-Einsprenglinge verbreitet. Perthitisch und zoniert ausgebildet# sind sie häufig - nicht immer - reich an kleineren Plagioklas- und Mafit-Einsprenglingen# die z.T. entlang alter Kristallgrenzen akkumulieren können# ein deutliches Zeichen für spätere Überwachung eines frühmagmatischen Kristallisationsstadiums. Jedoch sind an ihnen auch Lösungserscheinungen durch die Matrix auszumachen# ihrerseits Hinweis auf noch spätere Verdrängung der Großkristalle.

Von diesem Gefügetyp sind Übergänge in zwei Richtungen festzustellen. Bei den plagioklasbetonten Varietäten auf der einen Seite ist zu beobachten# daß der Anteil der Matrix abnimmt# ihre Korngröße dagegen zunimmt. Die Korngrenzen zwischen Einsprenglingen und Matrix verschwimmen dadurch zunehmend und es ist ein eher gradueller Übergang zwischen beiden zu verzeichnen# wobei die grobkörnigen Perthiteinsprenglinge den Weg für den Plagioklasen vergleichbare# mittelkörnige Einsprenglinge freimachen (1-38b). Weiter ist zu beobachten: verstärktes Vorkommen von xenomorphen größeren Titanitkristallen sowie poikilitische Ausbildung von mittelkörnigen Mafiten# Biotit und Hornblende.

Im Randbereich einer Intrusion dieses Granites konnte eine mittelkörnige# völlig aphyrische Gesteinsvariante (ebenfalls plagioklasbetont) aufgefunden werden. In ihr ist das Gefüge serial hypidiomorph-granular ausgebildet (1-37).

Im scharfem Kontrast zu diesem Gefüge steht das granophyrische# in Anklängen sphärolithische Gefüge eines Granophyrs# der ebenfalls am Rande derselben Intrusion (1-61) aufgefunden worden ist. Hauptsächlich leukokrate Einsprenglinge wie Plagioklas - beachtenswert An-reich (ca. 53%) -# Perthit# Quarz# aber auch mafische wie Hornblende und Biotit fungieren hier meist als Kristallisationskeime für häufig rosettenartig entwickelte# eutektische (s. Abs. 4.4.5) Symplektite aus Alk-Feldspat und Quarz.

Die variable Gefügeprägung innerhalb dieser Granite - annähernd so vielschichtig wie innerhalb der roten Granite (gr) - läßt auf eine komplexe Magmenentstehung und -kristallisation schließen.

Die Akzessorien der porphyrischen Granitoide sind noch zu erwähnen. Unter ihnen besonders auffällig sind die Gehalte an Orthit# der einsprenglingsartig oder in der Matrix als kleiner Kristall auftritt. Nicht selten ist er deutlich gestreckt# fast immer deutlich zoniert. Häufig ist er auch zu nicht identifizierbaren Schichtsilikaten - zumindest partiell - zerfallen oder metamikt. Titanit wurde schon erwähnt# ebenso Erz# das sich vorwiegend fein verteilt in der Grundmasse findet. Sericit und Calcit kommen vor allem in den Feldspäten vor. Apatit findet man sowohl körnig als auch langsäulig. In den sauren Gesteinsvarianten mit fluidaler Prägung kommt Flußspat vor. Der seltene Zirkon ist abgerundet körnig.

Ein **basischer Xenolith aus dem gp-Granit** konnte im Dünnschliff als Hornfels# zusammengesetzt aus zonierten und zwillingslamellierten Plagioklasleisten und poikilitischen Hornblende-Biotit-Symplektiten# identifiziert werden (1-40). Die Plagioklasen sind hier völlig regellos. In ihrem Habitus leiten sie zu einem an gleicher Stelle beprobten Ganggestein über# das formgleiche Plagioklas und äquigranular zu den Plagioklasen# Alk-Feldspäten# Quarz und braunem Biotit in einer fluidal trachytische Grundmasse erkennen läßt# in der mittelkörnigen Plagioklas-Einsprenglinge schwimmend-39).

Äußerlich nur entfernt verwandt mit dem gp-Granit, mineralogisch und mikrogefügemäßig dagegen stark» ist ein Granit aus dem Gebiet des Ringstrukturen-Komplexes (R12). Deutlich rosa» zeigt er im Handstück viel kleinere Einsprenglinge als "gp". Unter dem Mikroskop erkennt man» daß das Gestein den saureren, porphyrischen Graniten von der Zusammensetzung her gleicht» das Verhältnis von Matrix zu Einsprenglingen aber zu Ungunsten der Matrix verschoben ist.

Syenite des Gebel Kissu-Ringkomplexes Crc);

Als letzter intrusiver Gesteinstyp sind die Syenite der heute weit aufragenden Gebel Kissu-Ringintrusion zu erwähnen. Dieser Komplex besteht aus einem mächtigen äußeren Ring» der von im Handstück hellgrau bis milchigweißen» grobkörnigen Gesteinen aufgebaut wird (535-12» 535-13, 535-14), und einer Kernzone» deren ebenfalls graue Gesteine sich durch mittlere bis kleine Korngröße auszeichnen (535-17, 535-18» 535-19). Die Anwitterungsfarben sind dagegen im allgemeinen meist rötlich. Während der äußere Ring wolfsackartig verwittert ist, weisen die inneren Partien eine deutlich plattige Absonderung auf. Gegen das Zentrum zunehmend sind basische Xenolithe zu beobachten. In diesen Zonen nehmen auch die überall anzutreffenden» meist ebenfalls basischen Gangintrusionen zu. Diese spätmagmatischen Gänge zeigen Mächtigkeiten von 5cm bis 3m, wobei sie stets steil bis mittel steil lagern.

Das Mikrogefüge der Hauptmasse des Ringkomplexes, Innen- wie auch Außenzone, ist hypidiomorph-granular, ohne irgendeine erkennbare Regelung. Der Intersertalraum zwischen den tafeligen bis leistenförmigen Feldspäten ist häufig, besonders in den grobkörnigen Außenzonen, unausgefüllt, so daß ein relativ großer Porenraum festzustellen ist. Sofern er ausgefüllt ist, findet man hier Quarz oder Erz und - von der Außen- zur Kernzone zunehmend- Mafite. Auch der Quarzgehalt nimmt nach innen zu» so daß hier eine quarzsyenitische Zusammensetzung erreicht wird. Im Quarz, sind bisweilen Arfvedsonit-Büschel oder -Spieße kristallisiert. Die Tatsache, daß das Gestein zu über 85% aus perthitischem Alk-Feldspat besteht, ohne Beteiligung von Ca-Feldspäten» ist sicheres Zeichen» daß es sich um ein heißes Hypersolvus-Magma gehandelt hat. Eine Röntgen-Diffraktometer-Untersuchung an den Feldspäten der Außenzone hat ergeben» daß es sich um eine Paramorphose aus den triklinen Tieftemperaturmodifikationen "Albit-tief" als Wirt und "Mikroclin-tief" ¹ als Gast handelt und insgesamt wohl von Anorthoklas gesprochen werden kann. Grobkristallinität und entmischte Tieftemperaturparamorphosen ergeben zusammen mit der Hypersolvus-Charakteristik das Bild einer heißen» langsam abgekühlten - möglicherweise durch subsequente Magmenschübe- Außenzone dieser Ringintrusion. Für die Feldspäte nachzutragen ist noch, daß sie fast immer - deutlich oder schwach - Zonarbau zeigen und regelmäßig stark bestäubt sind.

Die in den Außenzonen bereichsweise völlig fehlende Mafitkomponente setzt sich zusammen aus braunen Biotit-Schuppen und stets Na-betonten Amphibolen wie Hastingsit» Arfvedsonit und Riebeckit. In den Gesteinen des zentralen Bereiches kann zusätzlich noch Ägirin beobachtet werden. Meist paragenetisch, mit wechselnden Anteilen des einen oder des anderen Typs, sind sie hypidiomorph stenglig, prismatisch oder blättrig entwickelt und finden sich ausschließlich als Letztkristallite in den Zwickelräumen der Feldspäte. Bei den Akzessorien ist Apatit teilweise recht grobkörnig. Daneben sind etwas Zirkon, Calcit und Sericit neben teilweise stark zunehmenden Eisenhydroxiden zu beobachten.

Einen genetischen Hinweis gibt möglicherweise die Natur eines basischen Xenoliths des Gebel Kissu (535-21). Dieses mittelkörnige, graue» dunkel gesprenkelte Gestein läßt eine völlig abweichende Zusammensetzung erkennen. Das hypidiomorph-granulare Gefüge wird gesteinsbildend von prismatischen, zonierten. Anreihen (ca. 52%) Plagioklas aufgebaut. Idiomorph oder in Zwickeln sind Sodalithe verbreitet. Auch perthitischer Alk-Feldspat und Alb11 als Saumum Plagioklas ist zu beobachten. Bei den Mafiten sind im wesentlichen brauner Kaersutit mit tiefgrünen Randzonen- isometrisch bis langprismatisch - und körniger Titanaugit verbreitet. Beide treten paragenetisch auf, wobei Titanaugit von Kaersutit oder umgekehrt umhüllt sein kann. Akzessorisch ist auch brauner Biotit anwesend. Säulige Apatite sind in der basaltischen Hornblende eingelagert, sonst sind sie körnig. Isometrisch, kubisch wirkendes Erz ist häufig und wird teilweise von Titanit umsäumt. Hinzu kommen Calcit» Zirkon und etwas Sericit.

Dem Nordhang des Gebel Kissu vorgelagert, im Bereich einer durch das Satellitenb11d augenfälligen Störungszone wurde eine kleine Intrusion angetroffen, deren genetische Stellung nicht zweifelsfrei ist. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Apophyse der Kissu-Intrusion. Das im frischen Zustand dunkelgraue

Gestein hat quarz-monzonitische Zusammensetzung (535-2), und zeigt ein Mikrogefüge, in dem stets perthitische Alk-Feldspäte die Plagioklase teilweise oder ganz umsäumen. Die Alk-Feldspäte liegen häufig in Form von Mikroperthiten vor. Der Plagioklas schwankt in der Zusammensetzung zwischen Andesin und Oligoklas; in den umgesetzten Bereichen kann sie bis auf 13% An abfallen. Die Kristalle sind vereinzelt antiperthitisch und häufiger zoniert, wobei zumindest teilweise eine Inversion zu verzeichnen ist. Der reichlich vorkommende Quarz ist undulös oder - wie auch die Feldspäte - kataklastisch. Die primäre Mafit-Komponente wird etwa äquiproportional durch großblättrige, z.T. polykristalline, kräftig bräunlichgrüne (basaltische) Hornblende und etwas kleineren hypidiomorph-körnigen Augit der häufig als Diagenese ausgebildet ist vertreten. Auch der wenige braune Biotit ist wohl primär. Wie so häufig, bilden diese Komponenten komplexe Aggregate zusammen mit den Akzessorien. Viele der Pyroxene sind stark bis vollständig zu Aktinolith uralitisiert oder anderweitig in komplexer Weise unter Beteiligung von Chlorit und Serpentin (?) umgesetzt. Teilweise drängt sich der Verdacht auf, daß auch Orthopyroxene Ausgang der Umwandlung waren. In anderen Handstücken (535-1, 535-3) zeigt sich eine zunehmende Vergrünung durch Epidot, synchron mit einer zunehmenden Mylonitisierung.

3.4.2 Hypabyssale Gesteine

Der hypabyssale magmatische Gesteinstypus ist in der Region des Gebel Uweinat hauptsächlich in Form von vertikal stehenden Gängen verbreitet. Von Ort zu Ort kann ihre Gangmächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu 30m schwanken, wobei der Mittelwert zwischen 2-5m liegen dürfte.

Neben den Spaltenintrusionen sind im Karkur Murr aber auch schichtkoncordante geringmächtige (ca. 1m) Sills in die paläozoischen Sedimente eingedrungen (533-1, 533-3, 533-4, 533-6). Im nordöstlichen Bereich der Penepain sitzt den Gneisen diskordant ein etwa 5m mächtiger Porphyry in horizontaler Lage auf. Einzelheiten über dieses Gestein sind aus dem im Vorwort genannten Grunde nicht bekannt. Am S-Rand des Gebel Kamil-Komplexes war zu beobachten, wie dem roten Rapakivi-Granit (gr) partiell eine etwa 40m mächtige Lagergangintrusion aufsitzt, die an der Basis mit einer dünnen Lage porphyrischen Rhyoliths (546-2) beginnt, der ein mikrokristalliner tholeiitischer Dolerit (546-3) folgt, und der seinerseits im Hangenden in mittelkörnigen Dolerit (546-4) mit etwa monzogabbroider Zusammensetzung übergeht. Das Ganze wird überlagert von phanerozoischen Sedimenten. Ebenfalls an der Grenze Grundgebirge-Sedimente wurde weiter im E ein porphyrischer Granophyr (1-65) aufgefunden, bei dem die Aufschlußverhältnisse auf den Übergang aus einer vertikalen Wurzelzone in einen horizontalen S111 schließen lassen. Die Sedimente sind heute bereits der flächenhaften Erosion zum Opfer gefallen, so daß das Sillmaterial aufgeschlossen vorliegt.

Je nach Zusammensetzung der Ganggesteine ist der farbliche Eindruck bei den alk-feldspat- und quarzbetonten oder SiO₂-untersättigten Varietäten hellgrau, rosa bis ziegelrot und grünlich, dagegen stets dunkelgrau bei den plagioklasbetonten Vertretern. Nach bisherigen Beobachtungen stellen die leukokratischen Typen die Mehrzahl der hypabyssalen Gesteine. Vor allem handelt es sich bei ihnen um granitisch zusammengesetzte Gesteine, die eine Schwankungsbreite von alk-granitisch bis granodioritisch aufweisen. Im einzelnen sind zu beobachten: Pegmatite, Felsite, Granophyre, Mikrogranite und Mikrogranodiorite.

Die ausnahmslos 1m S beobachteten **Pegmatite** werden hauptsächlich aus Alk-Feldspat wie Mikroklinperthit neben wenig Ca-armen Plagioklas und etwas Quarz aufgebaut. Die Pegmatite einer Lokalität (537) enthalten bemerkenswerte Anteile an Magnetit.

Die angetroffenen **Felsite** zeichnen sich durch eine dichte, mikro- bis kryptokristalline SiO₂-Phase aus mit Anteilen an Schichtsilikaten wie Kaolinit und Sericit. Perlitssprünge belegen, daß es sich dabei um umgestandene Glasphase handelt, in der wenige Einsprenglinge von Quarz oder kaolinitisierten Feldspäten schwimmen (1-1). In einem Fall ist ausschließlich Kaolinit neben etwas Analcin in Blasenräumen vertreten (513-7). Bestäubungen mit Hämatit und Limonit sind für die Färbung der Gesteine verantwortlich.

Die **Granophyre** stellen eine große Gruppe im Arbeitsgebiet dar. Sie kommen sowohl in aphyrischer als auch porphyrischer Ausbildung vor. Bei letzteren sind als Einsprenglinge korrodierte Quarze, perthitische Alk-Feldspäte und Plagioklas (z.B. 507-5) zu beobachten, oder es sind pseudomorphe Quarzaggregate (533-1) sowie größere runde bis ovale Quarz-Feldspat-Rosetten (546-8). Die Feldspäte sind meist vollständig kaolinitisiert.

nlisiert# In anderen Fällen zeigen sie starke Sericitisierung. In Ausnahmen sind die für die Granophyre charakteristischen# symplektischen Quarz-Feldspat-Implikationen rosettenhaft um die Einsprenglinge entwickelt (546-8). Weitaus häufiger sind deutlich voneinander abgegrenzte graphische (1-65) und/oder sphärolithische Quarz-Feldspat-Implikationen (1-16# 1-81# 507-2# 507-3# 546-7). Intergranular zu diesen findet sich öfter eine mikrokristalline Gemenge aus Quarz und/oder Schichtsilikaten wie Kaolinit# Chlorit# Sericit und in manchen Fällen grüner Biotit (507-5# 546-8# 1-81). Die meist feine Bestäubung der Gesteine mit Hämatit und Limonit ruft die größtenteils rote Färbung hervor.

Bei dem sillartigen Rhyolith (546-2) bestimmen oft hexagonale# teilweise buchtig resorbierte Hochquarz-Einsprenglinge das Bild. Daneben kommen ebenfalls idiomorphe Feldspäte# im wesentlichen Alk-Feldspat# als Einsprenglinge vor. Diese sind schwach bis deutlich sericitisiert. Wenige Calcit-# Hellglimmer- oder Biotit-Einsprenglinge sind zu sehen. Die mikrokristalline Grundmasse besteht aus einem laminare Fließstrukturen zeigenden Quarz-Feldspat-Gemisch# das sicherlich umgestandenes vulkanisches Glas ist.

Bei den als **Mikrogranite bzw. -granodiorite** bezeichneten Ganggesteinen sind in der Mehrzahl# aus räumlichen und/oder mineralogischen Gründen# direkte Beziehungen zu den verschiedenen Graniten festzustellen. In anderen Fällen bleiben mögliche Beziehungen unklar. Ausnahmslos ist dieser Gesteinstyp porphyrisch entwickelt. Die stets feinkörnige Grundmasse ist überwiegend als xenomorph-granular zu bezeichnen (1-10# 1-127# 505-3)# teilweise mit granophyrischen Anklängen (R20)# aber auch mit Übergängen zu polygonaler (505-2) oder hypidiomorph-tafeliger (1-39) Ausbildung. In den auf die porphyrischen Granitoide (gp) zurückgehenden Gesteine (1-39# 1-127) ist eine mehr (1-127) oder weniger (1-39) stark ausgebildete Fließregelung ersichtlich. Aufgebaut wird die Grundmasse aus stark überwiegender Anteilen an Quarz und Alk-Feldspat# nur vereinzelt ist sie plagioklasbetont (1-39). Daneben finden sich auch Epidot/Klinozoisit und Chlorit (505-2# 505-3)# Chlorit (R20)# brauner Biotit und Chlorit (1-39)# Hellglimmer und Chlorit (1-10) sowie Chlorit# brauner Biotit und grüne Hornblende (1-127) in jeweiliger Assoziation. Oft ist an den Mafiten eine serielle Korngrößenzunahme zu erkennen. Nicht selten liegen sie als richtige Einsprenglinge vor# wobei speziell der Fe-Mg-Chlorit als überwiegend sekundäres Mineral sphärolithisch in Zwickeln# sagenitisch pseudomorph nach Biotit oder paragenetisch mit Ep'dot# Calcit und Erz pseudomorph nach Biotit und/oder Hornblende (R20# 505-2# 505-3) vorkommt. Aber auch die Ausgangsmafite liegen oft noch vor. Dabei zeigt (lang-)prismatische Hornblende stärker eigene Formen als der blätterige Biotit. Deutliche# in einem Fall sogar haufenförmig vorkommende Anteile an Karbonat lassen auf Assimilation von Marmor schließen (R20). Den Hauptanteil bei den Einsprenglingen haben jedoch die Feldspäte# daneben aber auch Quarz. Bei den Feldspäten wiederum sind polysynthetisch verzwilligte# häufig idiomorph tafel 1g bis prismatische Plagioklase stark dominant. Nicht selten sind Aggregate entwickelt. Viele Individuen sind zoniert. Bei den Gesteinen# die den roten Graniten (gr) zugeordnet wurden (1-10, R20)# aber auch in zwei anderen Fällen (505-2# 505-3)# ist teilweise eine sehr starke Sericitisierung# bei einigen Individuen auch Saussuritisierung# erkennbar. Neben den schon genannten Akzessorien kommen mit wechselnden Anteilen zusätzlich Apatit# Titanit# Zirkon und Erz vor.

Alk-feldspatbetont mit wechselnden# teilweise unterschätzten Si₂-Gehalten sind lokal **Mikroquarzenite** (535-11)# **Mikrosyenite** (534-2) oder **Mikrofoyaite** (533-3# 533-6) aufgefunden worden. Diese hypabyssalen Gesteine sind alle durch ein teils stärker# teils schwächer ausgeprägtes fluidal-trachytisches Gefüge gekennzeichnet. Völlig kaolinisierte Feldspatprismen neben Quarz (534-2)# sericitisierter tafeliger Alk-Feldspat neben Quarz (535-11) oder weitgehend frischer Sanidine neben Foiden wie Nephelin und Sodolith sowie Anteile an Glas und Plagioklas (533-3# 533-6) sind gesteinsbildende Komponenten dieser Gesteinsgruppen. Während stets geringe Anteile an Erz präsent sind# treten ausschließlich bei den Mikrofoyaiten Na-Pyribole auf# überwiegend kleinspießiger Ägirin und kleineren Anteile von barkevekitischen Amphibolen. In Drusen sind teilweise Zeolithe zu erkennen.

Schließlich sind die **Intermediären bis basischen Vertreter** unter den hypabyssalen Gesteinen zu nennen. An Hand beobachteter Aufschlußrelationen sind sie zumindest teilweise jünger als die leukokraten Varietäten. Auch diese SiO₂-armen# generell dunkleren Ganggesteine sind in aller Regel porphyrisch ausgebildet# wobei entweder mehrere Millimeter große Einsprenglinge oder nestförmige Aggregate (546-3) vorliegen. Mit Ausnahme eines aphyrischen# mittelkörnigen# hypidiomorph-granularen Gesteins (546-4) ist die Gefügeausbildung der Grundmasse dieser Gesteine als feinkörnig-sperrig zu bezeichnen. Prismatische oder

hypidiomorph-tafelige Feldspäte stellen dabei die wesentlichen Bausteine dar, die einerseits an intersertal oder intergranular ophitische (s.l.) Gefüge (1-12, 1-69, 507-4, 508-1, 546-3), andererseits an trachytisch fluidale Gefüge (1-17, 1-68, 535-20, 535-22) erinnern. In der Regel läßt der jeweilige mineralogische Aufbau keine uneingeschränkte Anwendung dieser Bezeichnung zu.

Die leistenförmigen Feldspäte sind bei den kalk-alkalischen Gesteinen ausschließlich intermediäre Plagioklase, die stärker alkalischen Gesteinen (535-20, 535-22) zeigen zusätzlich Anteile an Alk-Feldspäten. Ein sicheres Urteil ist meist schwierig, da eine starke, teils sehr starke Sericitisierung, auch Saussuritisierung oder anderweitige Umsetzung der Feldspäte, oft unter Ausscheidung von Calcit, stattgefunden hat. Bei den kalk-alkalischen, alk-feldspatführenden Gesteinen ist dieser zusammen mit den geringen Quarzanteilen xenomorph in den Intersertal räumen (z.B. 1-12, 1-69, 507-4) präsent. Ebenfalls Intersertal sind meist auch die Mafite. Oft ist es grünlichbrauner Biotit und Chlorit oder chloritisierte Biotit, entweder in xenomorph-blättriger oder hypidiomorph-langschuppiger Ausbildung. Bei den intergranular entwickelten Varietäten (508-1, 546-3, 546-4) liegen zwischen den Feldspäten generell hypidiomorphe Klinopyroxene (Pigeonit), in Ausnahmen Orthopyroxene (546-4), neben grünen Amphibolen und Biotit vor. Die genannten Komponenten können unter Korngrößenzunahme komplex gebaute Aggregate mit vielfältigen Umwandlungserscheinungen (546-3, 546-4) bilden. Als Umwandlungsprodukte auszumachen sind in variabler Zusammensetzung: Biotit, Aktinolith, Hellglimmer (Talk + Sericit), Chlorit, Epidot/Klinozoisit, Titanit und Calcit.

In den pyroxenfreien Gesteinen kommen neben den häufigen, oft zonierten Plagioklas-Einsprenglingen auch größere und große (klein- bis mittelkörnig) Mafit-Einsprenglinge vor (1-12, 1-17, 1-68, 507-4). In der Regel sind es extrem langschruppige, oder hexagonal-blättrige Biotite, z.T. als Sagenit ausgebildet (507-4), die teilweise oder vollständig in Chlorit umgesetzt sind, vereinzelt aktinolithische Hornblende und Erz (1-17). Ausnahmsweise findet man als Einsprenglinge Calcit-Aggregate (507-4) - Marmor-Assimilation (?) - oder Gesteinsbruchstücke (1-12).

Bei den **alkalibetonen basischen Ganggesteinen**, die sich nur im Bereich der Gebel Kissu-Intrusion finden ließen, kann in der Grundmasse Xgirin oder XgIrIn-Augit beobachtet werden (535-20, 535-22). Als große idiomorphe Einsprenglinge kommen braune (basaltische) Hornblende (Kaersutit) und Titanaugit sowie Titanit (535-22) oder oft hexagonale, zonierte Biotite (535-20) vor. In einem Fall (535-20) ist eine Vergrünung durch Epidot festzustellen.

Der in allen genannten Gesteinen vorkommende idiomorphe Apatit ist in einer Reihe von Getelnen extrem langnadelig ausgeformt (507-4, 508-1, 546-3, 546-4).

Einige der basischen Ganggesteine könnten als Lamprophyre bezeichnet werden. Da diese aber im Gegensatz zu den beschriebenen keine Feldspat-Einsprenglinge aufweisen, wurde darauf verzichtet und im tabellarischen Anhang (s. dort I) auf eine allgemeinere Terminologie zurückgegriffen.

Viele der vorangehend beschriebenen hypabyssalen Magmatite wirken aufgrund der zahlreichen Umwandlungserscheinungen an den Plagioklasen, Pyroxenen und Biotiten, aber auch zum Teil aufgrund der Ausbildung interlobater Korngrenzen an hypidiomorphen Feldspäten als niedriggradig metamorph überprägt. In vielen Einzelfällen spricht dafür auch die unmittelbare Verknüpfung mit dem metamorphen Grundgebirge. Entsprechende Beobachtungen sind weiter im Süden, im NW-Sudan, von HUTH et al. (1984) gemacht worden.

3.4.3 Vulkanite

Gesteine eines extrusiven Magmatismus sind im gesamten Arbeitsgebiet anzutreffen wie auch weit darüber hinaus in der gesamten "Libyschen Wüste" Libyens, Ägyptens und des Sudans. Ein Schwerpunkt des Vulkanismus dürfte aber wohl im Bereich des Arbeitsgebietes liegen. Innerhalb des studierten Bereiches wiederum nehmen Zeugnisse vulkanischer Tätigkeit im SE der Peneplain stark zu. Hier findet sich eine große Zahl von Vulkanschloten und vulkanischen Ringstrukturen.

Im allgemeinen handelt es sich um SiO₂-arme bis untersättigte Gesteine mit häufig - aber nicht durchgehend (s. Abs. 4.4) - alkalischem Charakter. Die größere Zahl der beprobten Vulkanite ist pauschal als trachytisch zu bezeichnen. Im speziellen finden sich in der Mehrzahl feldführende (**Alk-)**Trachyte und **Trachy-Phonolithe**, denen echte **Phonolithe** nachgeordnet sind. Andererseits sind alkalische **Olivin-Basalte**

präsent, die meist als kleinere Kegel Verbreitung finden. Aber auch intermediäre Varietäten wie **Latite** und - auf Basis von Literaturangabe (BISHADY & EI RAMLY, 1982) - quarzreichere Vertreter wie **Rhydacite** und **Dacite** (s. Abs. 4.4) lassen sich finden. SiC-betonte rhyolithische Breccien können angetroffen werden» dürften aber insgesamt von untergeordneter Bedeutung sein. Farblich wirken die Gesteine grünlich, hellgrau, vereinzelt rötlich, die Basalte schwarz.

Bei den **trachytischen und intermediären Gesteinen** könnenteilweise deutlich fluidale, teils stärker wirr ausgebildete, trachytische Gefüge festgestellt werden. Sie sind geprägt von den gesteinsbildend auftretenden prismatischen Feldspatleisten, bei denen es sich meist um nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Sanidin handelt, nebenmöglicherweise Anorthoklas und in den intermediären Vulkaniten auch um Plagioklas. Die meisten Vulkanite sind darüber hinaus porphyrisch ausgebildet, wobei die Zahl der Einsprenglinge sehr unterschiedlich sein kann.

Bei den Einsprenglingen handelt es sich in der Regel um Sanidin, aber auch um Anorthoklas (521-1) oder Foide wie Sodalith (512-2, 516-6) und Nephelin (524-2). Die Foide sind dann häufig nicht mehr frisch und liegen pseudomorphisiert als wechselnde Gemenge aus Schichtsilikaten, Eisenhydroxiden und Analcim vor. In der Mehrzahl treten die Foide, bei denen der Nephelin eindeutig dominiert, als kleine, tafelige oder isometrische, teils hexagonale Kristalle in der Grundmasse auf. Hier ist Nephelin in einigen Fällen (1-32, 1-33, 1-34, 1-35) bei flüchtiger Betrachtung mit Apatit zu verwechseln, der mit gleichem Habitus auftritt. Doch ist Apatit stets klar, während auch die Foide der Grundmasse häufig Zersetzungsercheinungen erkennen lassen. Oft ist dabei an ihnen eine starke rotbraune Trübung durch FeOOH erkennbar.

Während bei den beprobten Latiten (522-1, 522-2, 532-1) mit Ausnahme von intersertalem Erz und Mineralen der Zeolithfamilie keine Mafite nachweisbar sind, zeigen die alkalischen Vulkanite mittlere Gehalte an Na-Pyroxenen. Bei den Pyroxenen ist es ausschließlich Ägirin bis Ägirin-Augit. Bei den Amphibolen können Kaersutit oder auch oft fast opak wirkender Kataphorit (512-2, 516-6) auftreten. Ihr Habitus ist meist xenomorphkörnig, poikilitisch oder skelettös, was durch ihr intersertales Wachstum zwischen den Feldspatleisten hervorgerufen wird. Ägirin-Augit kann bisweilen zu Antigorit und/oder Chlorit zerfallen (1-35).

Im Falle einer Ringstruktur aus Trachy-Phonolith im südlichen Gebel Kamil-Komplex (1-33, 1-35) fallen große **Xenolithe** eines mittelkörnigen Intrusivgesteines auf. Unter dem Mikroskop ergibt sich eine dioritische Zusammensetzung aus Plagioklas (48%An), braunem Biotit, Hornblende und etwas Klinopyroxen, ein Beweis einer unverdauten Assimilation aus dem Untergrund und Hinweis auf dessen Zusammensetzung. Dieser Xenolith fällt in eine Linie mit dem Typ der gg-Granitoide.

Bei den angetroffenen **Basalten** (1-29, 524-1, 545-1) des Arbeitsgebietes handelt es sich ausschließlich um Olivin-Basalte, bei denen schon im Handstück dunkelgrüne, mittelkörnige Olivin-Einsprenglinge oder etwas größere Olivin-Aggregate auffallen. Unter dem Mikroskop zeigen sie ein klein bis feinkörniges, ophitisch-intergranulares Gefüge, das hypokristallin vorliegt. Zwischen den kleinen, polysynthetisch verzwilligten, regellosen Plagioklasleisten sind leicht bräunlich-rosafarbene idiomorphe Pyroxene (Titanaugit/Pigeonit?) in beträchtlicher Menge zu finden. Auch sind bräunliches Glas, Analcim oder Zeolithe in dieser Position anzutreffen. Olivin ist auch in der Grundmasse deutlich grobkörniger als die Pyroxene. Besonders bei den Einsprenglingen ist teilweise eine randliche Umsetzung zu Iddingsit mit Bildung von Hydrobiotit, Montmorillonit und Vermiculit eingetreten (1-29, 524-1). Neben den Olivin-Einsprenglingen sind in einem Basalt (545-1) zahlreiche Einsprenglinge von Titanaugit mit gut ausgebildeter Sanduhrstruktur zu beobachten. In einem anderen Basalt kommen rundliche bis hexagonale Einsprenglinge von Leucit in großer Zahl vor. Während einige von diesen isotrop vorliegen - Umsetzung zu Analcim -, zeigen andere eine unregelmäßig anisotrope Felderteilung (524-1). In allen Basalten sind darüber hinaus rosettenartig radial strukturierte, aus feinkörnigen Pyroxenen aufgebaute Aggregate anzutreffen. Feinkörniges xenomorphes Erz ist stets gleichmäßig im Gesteinsverband verteilt.

Die **Rhyolithe** im Arbeitsgebiet sind allesamt porös und wirken einerseits brecciös (542-1, 542-2, 542-3, 542-4), andererseits porphyrisch (1-103, 1-104). Die brecciösen Vulkanite sind monolithisch und bestehen aus angularen, umgestandenen Glasfragmenten im cm-Bereich. Die mikro- bis kryptokristalline Quarz-Feldspat-Phase läßt deutlich Perlit-Sprünge erkennen. Diese und auch die Räume zwischen den Fragmenten sind mit lattenzaunartig oder mosaikartig gesproßtem Quarz ausgeheilt. Vereinzelt sind rundliche Quarz-

aber auch Hornblende-Einsprenglinge auffällig. Aufgrund des stockartigen Vorkommens ist wohl am besten von Intrusionsbreccien zu sprechen. Bei den porphyrisch wirkenden Typen handelt es sich wahrscheinlich um pyroklastische Explosionsbreccien. In einer dichten, umgestandenen, strukturlosen Glasmatrix lagern gerundete wie eckige Quarze neben Feldspäten, die zu großen Teil in Kaolinit und Sericit zerfallen sind.

4. GEOCHEMIE

Ziel der Arbeit in diesem Bereich sollte, soweit möglich, eine erste geochemische Bestandsaufnahme sein. Darüber hinaus interessierten insbesondere drei Fragen:

- 1) Ob und inwieweit sind die petrographisch erfolgten Differenzierungen zwischen Granoblastit- und Anatexit-Formation sowie zwischen den verschiedenen intrusiven Magmatiten mit Hilfe der Geochemie nachvollziehbar?
- 2) Inwieweit bestehen Verwandtschaften zwischen den Magmatiten untereinander und zu den Gesteinen des Grundgebirges?
- 3) Welche geotektonischen Prozesse sind für die Gesteinsbildung am wahrscheinlichsten?

Logistische Probleme während der Geländearbeit in diesem Gebiet ließen es nicht zu, daß streng nach geochemischen Kriterien (räumliche Systematik sowie Menge!) beprobt wurde. Daher haben die gegebenen Antworten auf diese Fragen nur vorläufigen Charakter.

4.1 Geochemisch bearbeiteter Datensatz

Das selbst aufbereitete Probenmaterial wie auch das später statistisch bearbeitete Datenmaterial entstammt verschiedenen Quellen.

Zur chemischen Analyse wurden insgesamt 39 Proben, davon 35 selbst gesammelt, eigenhändig aufbereitet. Die nicht selbst gesammelten Proben wurden freundlicherweise von Herrn Dr. KLERKX aus seiner Sammlung beigesteuert und dienen zu Vergleichszwecken. Ohne Ausnahme handelt es sich bei letzteren um Granulite der "Karkur Murr Serie". Die selbst bei gebräuchlichen Gesteinsproben setzen sich wie folgt zusammen:

14 Intrusivgesteine	
5 "Porphyrische Granitoiden" (Isochronenmaterial)	(gp)
3 "Rote Granite s.s."	(gr)
3 "Graugrüne Granitoiden"	(gg)
3 "Syenite des Gebel KIssu"	(rc)
21 Metamorphite	
15 "Anatexit-Formation" (incl. 8x Isochronenmaterial)	()
6 "Granoblastit-Formation"	

In die statistische Auswertung wurden weitere 43 Proben eingeschlossen, die z.T. im Arbeitsgebiet zwar eigenhändig beprobt aber nicht selbst aufbereitet und analysiert worden sind, sowie geochemische Angaben aus der Literatur. Bei erstgenannten handelt es sich um sieben Vulkanite aus dem Gebel Kamil-Komplex und um weitere elf, die im Bereich Gilf Kebir und dessen östlichem Vorland vorkommen, dem Arbeitsgebiet also nicht direkt entstammen, zu Vergleichszwecken jedoch mit einbezogen wurden. Die Analysedaten wurden von Prof. Dr. FRANZ, Institut für Petrologie, TUBerlin, zur Verfügung gestellt. Leider ist ihre Analysequalität

tat, insbesondere die der dem Arbeitsgebiet direkt entstammenden Proben, aufgrund ihrer mangelhaften Summen (die Summe der Einzelkomponenten der Analyse bleibt deutlich unter 100%) nicht zufriedenstellend. In Ermangelung besserer Daten wurden sie aber trotzdem in die Untersuchungen mit eingeschlossen. Der Grund für die mäßige Qualität ist nach FRANZ (mündl. Mitt.) in ungeeigneten Standards zu sehen.

Bei den Literaturdaten handelt es sich zum einen um 12 von MENCHIKOFF (1927) publizierte Analysen von Magmatiten und Metamorphiten der Gebel Uweinat-Region, zum anderen um 13 Analysen von Vulkaniten im Gebiet der Peneplain aus BISHADY & EL RAMLY (1982).

Die Literaturdaten umfassen im wesentlichen Analysen der Hauptelemente, während die eigenen Analysen und die von Prof. FRANZ neben den Hauptelementen eine Reihe von Spurenelementen beinhalten. Daraus ergab sich für die statistische Auswertung die Notwendigkeit mit zwei verschiedenen Datensätzen zu arbeiten:

- 82 Proben ausschließlich mit Hauptelementen,
- 57 Proben mit Haupt- und Spurenelementen.

Um einerseits Dimensionsunterschiede zu vermeiden, andererseits aber direkt vergleichbare Zahlen vorliegen zu haben, wurden die Prozentwerte der Hauptelemente bei allen Analysen in "ppm" umgerechnet.

Die durchgeführte "ln-Ratio Transformation" (s. Abs. 4.3.3) setzt einen vollständig definierten positiven Datenraum voraus. Aus diesem Grund wurden Null-Werte bei den Hauptelementen durch die halbe Nachweisgrenze ersetzt, bei den Spurenelementen aus technischen Gründen durch die Nachweisgrenze 1 ppm.

4.2 Probenaufbereitung und Analysentechnik

Die am Mineralogischen Institut der FU Berlin von Prof. Dr. SCHERMERHORN durch die RFA bestimmten Gesteinsproben wurden wie folgt aufbereitet:

- 1) zerkleinern im Backenbrecher,
- 2) mahlen bis ca. 500 µm mit Chromstahl-Scheibenmühle bzw. mit Vidianstahl-Schwingmühle bis ca. 50 µm bei den Isochronen-Gesteinsproben,
- 3) Probenteilung durch Achteln,
- 4) mahlen bis ca. 50 µm mit Achatkugelmühle (ca. 60 min.),
- 5) homogenisieren des Pulvers im Homogenisator.

Je nach Verwendungszweck wurde das so gewonnene Gesteinspulver weiter verarbeitet. Zum Zwecke der Hauptelementanalyse wurden Schmelzlinge, für die Spurenelemente Preßlinge hergestellt.

Herstellung des Schmelzlings:

- 1) trocknen von ca. 2g Gesteinspulver, 3 Std. bei 110°C und anschließend auswiegen (H₂O-Bestimmung!)
- 2) einwiegen der getrockneten Substanz in Platintiegel, 1 Std. trocknen, bei 900°C glühen und auswiegen (H₂O-Bestimmung!),
- 3) 1.25g gegläute Substanz mit 5.012g Spektromelt (2/3 Li E Oy + 1/3 LiB₂O₃) versetzen,
- 4) homogenisieren,
- 5) aufschmelzen bei 1100°C im Muffelofen und Schmelzling in Platinschale gießen.

Herstellung des Preßlings:

- 1) ca. 10g homogenisiertes Gesteinspulver mit 10-15% organischem Bindemittel auf Acetonbasis versetzen und im Achatmörser bis zur Abtrocknung verreiben,
- 2) Pulver in Druckzylinder füllen und mit 10t zu Tablette pressen.

Die folgende Röntgenfluoreszenzanalyse wurde mit einer sequenziellen rechnergesteuerten Anlage des Typs Philips PW1400 ausgeführt. Nach mündl. Mitt. von Prof. Dr. SCHERMERHORN ist der systematische Fehler der Anlage sehr klein und der Zufallsfehler, d.h. die Reproduzierbarkeit, liegt bei max. +/-10% relativ.

Während der Messung dienten natürliche Standards als Referenz» die in Ihrer Zusammensetzung auf den Gesteinstyp der zu analysierenden Probe abgestimmt waren. Die Nachwiesgrenze liegt nach SCHERMERHORN für die Hauptelemente bei 50 ppm» für die Spurenelemente bei 1 ppm«

4.3 Methodik der numerischen Aufwertung

Bevor auf die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen eingegangen werden kann» muß zunächst die Methodik der statistischen Auswertung erläutert werden.

4.3.1 C.I.P.W.-Normminerale und NIGGLI-Werte

Zur Lagebestimmung der Proben im An-Ab-Or-Qz-Tetraeder wurde die Berechnung der C.I.P.W. - Normkomponenten vorgenommen» ferner wurden für jede Probe die NIGGLI-Werte bestimmt. Die Berechnung erfolgte unter Anwendung des bei MÖLLER & BRAUN (1977) dargestellten Rechenprogramms» das in dem Rechner am Institut für Mineralogie» FU Berlin» verfügbar ist. Da Modalanalysen» speziell die modalen Gehalte an Biotit» für die analysierten Gesteine nicht zur Verfügung standen» ebenso spezielle chemische Analysen für die Biotite» war es unmöglich» eine Biotit-Korrektur des K-Gehaltes bzw. der Or-Normkomponente vorzunehmen. Die durch das Programm vorausgesetzte getrennte Angabe von Fe₂O und FeO wurde auf Basis des vorliegenden Fe₂O₃ Analysenwertes berechnet. Das geschah mit Hilfe des bei DE LA ROCHE et al. (1980) wiedergegebenen umfangreichen Datenfiles» dem das Verhältnis für jeden Gesteinstyp entnommen wurde» nach dem der ermittelte Analysewert zu zwei Schätzwerten zerlegt wurde. Tab. 4.3.1.1 gibt die herangezogenen Werte für diese Berechnung wieder.

Tab. 4.3.1.1: Benutzte Faktoren zur vorgenommenen schematischen Zerlegung des sumFe₂O₃-Wertes.

Tab. 4.4.1.1: Used factors for executed schematic decomposition of analysed sumFe value.

Gesteinstyp	FejO ₁ ¹ (x ₁)	FeO ¹ (x ₂)	sumFe ₂ O ₃ ¹ (x _{tr})	f _v
Alk-Granit	1.06	0.88	2.04	0.83
Granit	0.94	1.22	2.3	1.3
Granodiorit	1.36	2.37	3.99	1.74
Tonalit	1.58	3.51	5.48	2.22
Diorit	2.84	5.16	8.58	1.81
01-Gabbro	3.51	7.62	11.98	2.17
Monzonit	2.88	3.22	6.46	1.12
Qz-Monzonit	2.28	2.68	5.81	1.15
Qz-Syenit	2.25	2.17	5.53	0.94
Syenit	2.56	3.33	6.26	1.3

1: Referenzwerte nach DE LA ROCHE et al. (1980) in %

2: f_v = FeO / Fe₂O₃

Die Schätzwerte Fe[#] und FeO^{*} ergeben sich nach folgenden Gleichungen;

$$Fe_2O_3^* = \text{sumFe}_2O_3 \text{ (Analyse)} \cdot x_r / x_{tr} \quad (1)$$

und

$$FeO^* = FejO^* \cdot f_v \quad (2)$$

4.3.2 Nomenklatur und Klassifizierung auf Basis des R1,R2-D1agramms

Das bivariate chemische Variationsdiagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980) bietet die Möglichkeit, direkt auf Basis der RFA-Daten zu der gebräuchlichen Gesteinsnomenklatur (i.w. nach STRECKEISEN, 1967) zu kommen. Im Gegensatz zum Streckeisen-Diagramm ist eine zusätzliche, zeitaufwendige Modalanalyse nicht notwendig, wenngleich umgekehrt mit der DE LA ROCHE-Methode auch Modalanalysen bearbeitet werden können.

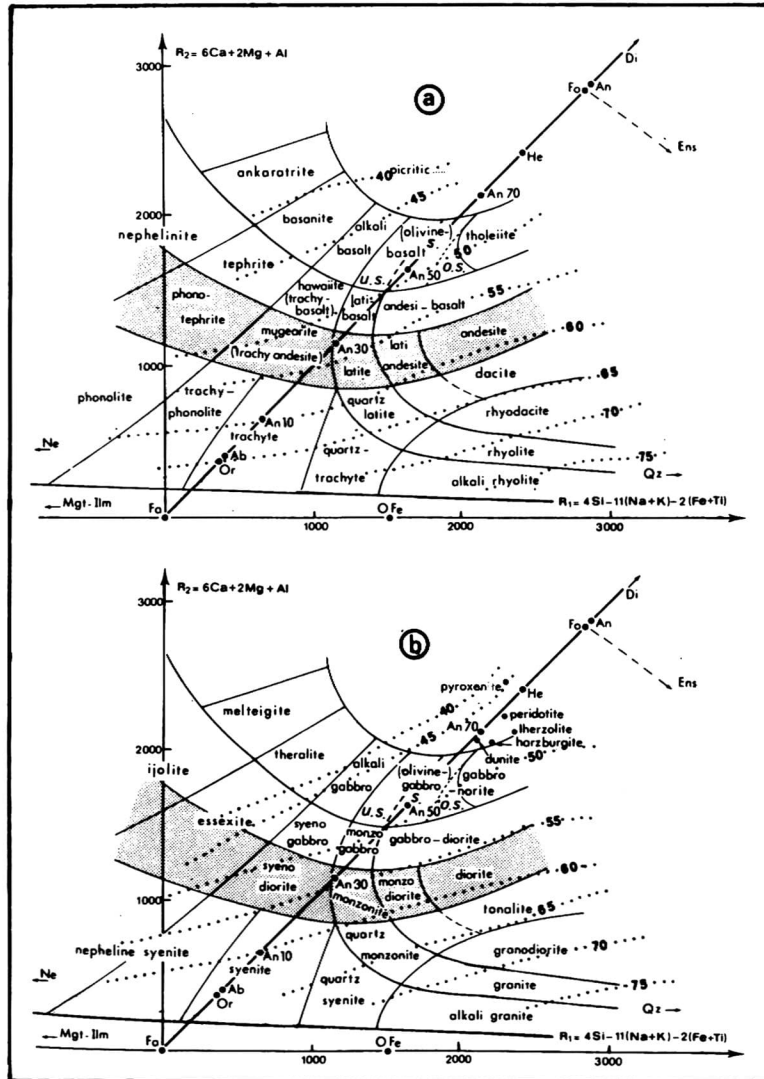


Abb. 4.3.2.1s R1,R2-D1agramm von DE LA ROCHE et al. (1980) zur Klassifizierung magmatischer Gesteine; a: Extrusiva, b: Intrusiva.

Fig. 4.3.2.1: R1,R2-d1agram after DE LA ROCHE et al. (1980) for classification of igneous rocks; a: extrusives, b: intrusives.

Die Basis des R1,R2-D1agramms sind drei - mehrere tausend magmatische Gesteinsanalysen umfassende - Datenbanken, die DE LA ROCHE und Mitarbeiter statistisch ausgewertet und mit Hilfe des "Qz-Cpx-Ne-01-Tetraeders" von YODER & TILLEY (1962) daraus eine Diskriminanzfunktion abgeleitet haben, die durch die beiden Parameter R1 und R2 definiert wird. Insgesamt beinhalten beide Parameter die acht häufigsten irdischen Elemente und sind wie folgt definiert:

$$R1 = 4 Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \text{ und}$$

$$R2 = Al + 2 Mg + 6 Ca$$

Dabei stehen Sh AU usw. nicht für die Oxid-Gewichtsprocente (Gew-%), sondern für die atomare Äquivalentzahl (AZ), multipliziert mit tausend. Diese Größe, bei DE LA ROCHE et al 1960) als »**MIIHK&tio-nenzahl**« bezeichnet, berechnet sich nach der Formel:

$$AZ = (Gew-\% / AM) \cdot 1000,$$

wobei AM die atomare Äquivalentmasse ist.

Das in Abb. 4.3.2. 1 wiedergegebene vollständige R_1, R_2 -Diagramm bietet über die Bestimmung des Gesteinstypes hinaus die Möglichkeit, auch noch den S -Gehalt und die An-Komponente im Plagioklas, das Alk-Feldspat - Plagioklas Verhältnis sowie das Auftreten von überwiegend Biotit oder Hornblende oder Klinopyroxen zu entnehmen.

Obwohl das Diagramm vorwiegend für magmatische Gesteinsklassifizierungen gedacht ist, wurden auch die Analysen der Metamorphite nach dieser Methode bearbeitet. Die resultierende chemische Klassifizierung wird bei Ihnen dann allerdings adjektivisch dem Gesteinsnamen hinzugefügt.

4.3.3 Ln-Ratio Transformation und Test auf Normalverteilung der Variablen

Die numerische Auswertung geochemischer Analysedaten beginnt üblicherweise mit der Umformung der tatsächlich gemessenen Linienintensität pro Element

$$(w_1, w_2, \dots, w_{d+1}) = \dots \quad (1)$$

in prozentuale (=proportionale) Anteile der Hauptelemente

$$(x_1, x_2, \dots, x_{d+1}) = \dots \quad (2)$$

was folgendermaßen auszudrücken ist:

$$x_i = \frac{w_i}{(w_1 + \dots + w_{d+1})}, \quad (i = 1, \dots, d+1). \quad (3)$$

Der Vektor $w^{(d+1)}$ wird dabei als «Basis» von X^{d+1} bezeichnet. Die Transformation kann wie folgt geschrieben werden:

$$x^{(d+1)} = c(W^{(d+1)}). \quad (4)$$

Die Komponenten der als Vektor im d -dimensionalen Raum aufzufassenden chemischen Zusammensetzung $x^{(d+1)}$ summieren sich dabei nach (2) und (3) stets auf 1 bzw. 100%. Daran ändert auch die nachträgliche Umrechnung in ppm-Werte nichts (LE MAITRE, 1962:47). Die Transformation nach (4) wird daher in der numerischen Petrologie als «Schließung» bezeichnet, und der Element-Vektor X^{d+1} muß als «geschlossenes System» angesehen werden. Praktisch bedeutet die konstante Summierung auf 1 bzw. 100%, daß die vorher in der Basis möglicherweise unkorrelierten Variablen nicht mehr unabhängig voneinander schwanken können; nimmt S_{102} zu, so muß z.B. MgO abnehmen.

Der Datenraum eines geschlossenen Systems ist durch den Simplex S^d beschrieben:

$$S^d = \{(x_1, x_2, \dots, x_d) : x_i > 0 \ (i=1, 2, \dots, d), \ x_1 + x_2 + \dots + x_d < 1\}, \quad (5)$$

ein d -dimensionales konvexes Polygon.

Die Raumdimension ist dabei d und nicht $d+1$, da nur d -Elemente des Vektors $x^{(d+1)}$ tatsächlich bestimmte Größen sind, und das $(d+1)$ -te Element sich aus

$$x_{d+1} = 1 - x_1 - x_2 - \dots - x_d \quad (6)$$

ergibt (AITCHISON, 1964a & b). Die in der Petrologie verbreiteten Dreiecks-Diagramme und Tetraeder-Darstellungen sind Beispiele für $d = 2$ bzw. $d = 3$ eines Simplex.

Wie CHAYES (1960, 1962) erstmals zeigte, ist bei geschlossenen Systemen die Summe der Kovarianzen (cov) eines jeden beliebigen Oxids mit allen anderen Oxiden gleich dem negativen Wert der Varianz (var) des betreffenden Oxids:

$$cov(x_1, x_2) + \dots + cov(x_1, x_{i+1}) = -var(x_1) < 0. \quad (7)$$

Der durch (7) ausgedrückte Sachverhalt bewirkt, daß die notwendige Null-Hypothese (H_0) bei Korrelationsbetrachtungen mit dem Test

$$H_0 : r(x_1, x_2) = r$$

gegen die alternative Hypothese (H_1)

$$H_1 : r(x_1, x_2) > r$$

mit r = Korrelationskoeffizient, keine Gültigkeit mehr besitzt, da die durch die Beziehung

$$r_{x_1, x_2} = \text{cov}(x_1, x_2) / (s(x_1) \cdot s(x_2)) \quad (8)$$

mit s = Standardabweichung, dazugehörigen Kovarianzen keine interpretierbare Struktur aufweisen. Die Korrelationen können daher nicht mehr frei zwischen +1 und -1 schwanken (AITCHISON, 1984a). Das bedeutet aber, daß die Korrelationskoeffizienten im geschlossenen System völlig offen für Interpretationen sind. Aufgrund des beschriebenen ungünstigen Sachverhaltes schlägt AITCHISON (1981, 1982, 1984a & b) in einer ganzen Reihe von Veröffentlichungen eine Datentransformation vor, die vor der Anwendung aller statistischen Testverfahren auf die bisher üblichen Prozentdaten anzuwenden ist. Grundlegender Gedanke bei der Datentransformation ist, **den geschlossenen Datenraum des Simplex S^d in den offenen Datenraum der reellen Zahlen R^d zu überführen:**

$$S^d \implies R^d$$

Ausgehend von der Tatsache, daß die Auswertung geochemischer Daten hauptsächlich auf der Betrachtung relativer Unterschiede als auf den Absolutwerten der einzelnen Elemente beruht, kann die Transformation der Daten in R^d nach AITCHISON (ob.zit.) mit Hilfe der Quotienten der beteiligten Elemente durchgeführt werden. Die Korrelationen basieren dann auf den Kovarianzen der Quotienten - auch als Ratlos bezeichnet -, wie z.B.

$$\text{cov}(x_j/X_j, x_k/x_k) \quad (9)$$

Da nach AITCHISON diese einfachen Ratlos mathematisch schwer zu handhaben sind, die logarithmierten dagegen weit einfacher, sollte die Umformung entsprechend

$$\text{cov}(\ln X_j/X_j, \ln x_k/x_k) \quad (10)$$

vorgenommen werden. Vor der Berechnung der transformierten Korrelationsmatrix $C = L_{rc}^{-1} D^{-1} L_{rc}$ muß entsprechend des Ansatzes aus der vorgegebenen Zeilen- (=r) und Spalten- (=c) Datenmatrix $D = \sum_{rc} X_{rc} J$ durch eine eins-zu-eins Umformung gemäß

$$y_i = \ln(x_i / x_{d+1}) = \ln X_i - \ln x_{d+1} \quad (i = 1, \dots, d) \quad (11)$$

in die $n \cdot d$ In-Ratio Datenmatrix T

$$T = [Y_{rc} J = [\ln(z_{rc} / z_{r, d+1})]]$$

überführt werden, die Ausgang für alle weiteren Berechnungen ist. Der Divisor x_{d+1} ist dabei exemplarisch gemeint, da es nach AITCHISON (1984a:542) für die erzielten Resultate keine Rolle spielt, welche Variable (= Element) als Divisor eingesetzt wird. Ein Nachteil der Datenumformung ist, daß von den primär n Variablen nur $n-1$ Variablen verbleiben.

Die Transformation der Daten in R^d macht nun die Anwendung aller für diesen Datenraum verfügbaren und auf multivariater Normalverteilung basierenden statistischen Test- und Modell-Verfahren möglich. Es ist jedoch nicht zu erwarten, daß alle möglichen Umformungen zu normalverteilten Variablen führen. Aus diesem Grund ist nach der Umwandlung der Daten ein anschließender Test auf Normalverteilung anzustreben. Um die gewünschte optimale Datenstruktur für jeden der beiden Datensätze - 82 Proben mit 10 Elementen, 57 Proben mit 26 Elementen - zu erhalten, wurde konkret so vorgegangen:

- 1) Jede in ppm-Werten vorliegende Gesteinsanalyse wurde entsprechend Gleichung (11) transformiert, wobei nacheinander der betreffende Wert jedes Elementes als Divisor eingesetzt wurde, was je nach Datensatz pro Probe zu 9 bzw. 25 Vektoren führte. Diese Umformung wurde für jede Probe durchgeführt, so daß entsprechend viele neue Daten-Matrizen erzeugt wurden. Da die In-Transformation einen vollständig definierten, d.h. positiven Datenraum voraussetzt, mußten vorhandene Null-Werte bei den Hauptelementen durch die halbe Nachweisgrenze, bei den Spurenelementen durch 1 ppm ersetzt werden.
- 2) Für jede Variable, d.h. jeden Spaltenvektor der auf diese Weise neu entstandenen 9 bzw. 25 Daten-Matrizen wurden die verteilungsrelevanten Parameter bestimmt und mit Hilfe des Kolmogoroff-Smirnow-Tests (KREYSZIG, 1968:234) auf Normalverteilung geprüft.
- 3) Je nach Datensatz wurde nun die Matrix mit den besten Verteilungen, d.h. größte Anzahl normalverteilter Variablen, für die weitere statistische Analyse ausgewählt.

Entgegen der theoretischen Erwartung von AITCHISON (1984a), daß es keine Rolle spielt, welches Element als Divisor benutzt wird, zeigt sich bei den hier diskutierten realen Probensätzen, daß die meisten Daten-Matrizen nicht in allen ihren Variablen bei dem üblicherweise zu wählenden Signifikanzniveau von $\alpha = 0.05$ Normalverteilung aufweisen.

Für den 82-er Datensatz ist nur die Matrix mit Kalium als Divisor in allen Ihren Variablen normal verteilt« und bei dem 57-er Datensatz fand sich überhaupt keine neue Matrix mit Normalverteilung in allen Ihren Variablen. Insgesamt 25,9% aller möglichen neuen Variablen bei dem 82-er und 17,4% für den 57-er Datensatz sind bei $\alpha = 0.05$ nicht normalverteilt« für $\alpha = 0.01$ sind es noch 9,9% bzw. 6,4%. Obwohl die Abweichung zwischen Theorie und Praxis nicht eindeutig klar ist« werden als mögliche Ursachen zum einen die für statistische Zwecke möglicherweise zu geringe Probenzahl« zum anderen die vorgenommene Nullwert-Substituierung angesehen. Zur weiteren statistischen Bearbeitung wurde schließlich bei dem 82-er Datensatz die Variablenmatrix mit Kalium als Divisor« für den 57-er Datensatz die Variablenmatrix mit Blei als Divisor ausgewählt. Dabei zeigt letztere in Ihren Variablen $\ln(\text{Th/Pb})$ beim gewählten Signifikanzniveau allerdings keine Normalverteilung.

Der erhebliche Rechenaufwand wurde durch den Einsatz der Rechenanlage der ZEDAT an der FU Berlin bewältigt. Die \ln -Ratio Transformation selbst geschah mittels einer von Frau Dipl.-Math. V. PAWLOWSKY geschriebenen Software-Routine. Für die Berechnung der verteilungsrelevanten Parameter (Tab. 4.4.1.1a« b) sowie die Ausführung des Kolmogoroff-Smirnow-Tests wurden Routinen des Programmpaketes SPSS verwendet.

Die Definition und Eigenschaften der Verteilungsparameter können z.B. bei SACHS(1968) nachgeschlagen werden. Auf den Kolmogoroff-Smirnow-Test soll kurz eingegangen werden. Bei ihm wird die Nullhypothese« daß die Stichprobe mit der Verteilungsfunktion $f(x)$ einer normal verteilten Grundgesamtheit mit der Verteilungsfunktion $F(x)$ entstammt« gegen die Alternativhypothese geprüft« daß die Grundgesamtheit nicht normalverteilt ist. Es handelt sich daher um einen 2-seitigen Test (SACHS«1968:124).

Zunächst wird die experimentelle Verteilung $f(x)$ mit dem dazugehörigen Mittelwert \bar{x} und der Standardabweichung s bestimmt. Dann wird die Verteilungsfunktion der Grundgesamtheit $F(x)$ gleich der Normalverteilung $J(x)$ gesetzt« mit den Erwartungswerten $\mu = \bar{x}$ und $\sigma = s$. Anschließend wird der absolute Maximalabstand $|A|$ zwischen den Funktionen ermittelt

$$|A| = \max |f(x) - J(x)|,$$

um dann die Kolmogoroff-Smirnow Testgröße Z aus der Beziehung

$$Z = n \cdot |A|$$

zu berechnen« zu der P die zugehörige Wahrscheinlichkeitsdichte ist. Die Nullhypothese der normal verteilten Grundgesamtheit wird angenommen« wenn P den kritischen Wert des gewünschten Signifikanzniveaus überschreitet. Es ist üblich« dieses Niveau bei 5% Irrtumswahrscheinlichkeit festzulegen« so daß $\alpha = 0.05$ gilt; wenn

$$P > \alpha = 0.05$$

so kann von einer Normalverteilung der betreffenden Variablen ausgegangen werden.

4.3.4 Hauptkomponenten-Analyse

Es ist weder Sinn noch Absicht der Arbeit« auf mathematische Details der Hauptkomponenten-Analyse (MCA) einzugehen. Diese Einzelheiten können z.B. bei LE MAITRE(1982) nachgeschlagen werden. Es sollen an dieser Stelle vielmehr der Sinn der HKA kurz erläutert und von der anwendungsbezogenen Seite her die relevanten Größen dargestellt werden.

Die multivariate Natur geochemischer Analysedaten hat für lange Zeit vergleichende Studien zwischen den und innerhalb der Gesteinstypen sehr erschwert. Die üblichen Variationsdiagramme können meist nur zwei« höchstens einige Variable darstellen« so daß bei dieser Art des Vergleiches nicht die gesamte Variationsbreite der Gesteine Berücksichtigung finden kann. Die HKA nun ermöglicht es« die primär vielen Variablen auf wenige Variable - Hauptkomponenten (HK) - zu reduzieren« unter größtmöglichem Einschluß des ursprünglichen Informationsgehaltes« d.h. der ursprünglichen Varianz der Variablen. Die HKA reduziert also die Dimension des Datenraumes unter Berechnung völlig neuer Variablen. Sie wird von LE MAITRE(1982:106) als eine der wertvollsten multivariaten statistischen Techniken angesehen.

Die Methode der HKA wird am ehesten durch eine geometrische Überlegung im 3-dimensionalen Raum verständlich« wie ihn Abb. 4.3.4.1 darstellt. Der Datenraum ist durch die Koordinaten OX_1 , OX_2 und OX_3 gegeben. Zuerst bestimmt die Methode die Richtung MV innerhalb der Datenpunktwolke« in der die Streuung

am größten ist. Diese Richtung wird als 1. Eigenvektor bezeichnet. Die Projektion jedes Datenpunktes X auf den i -ten Eigenvektor entsprechend der Gleichung

$$Z_i = \sum_{j=1}^3 v_{ij} x_j \quad <i = 1 \gg 3 \quad (1)$$

mit v_{ij} = Richtungscosinus des i -ten Eigenvektors (MVP bezüglich der j -ten Koordinatenachse Ox_j) ergibt die HK-Koordinaten. Dabei stehen alle Eigenvektoren orthogonal zueinander. Entsprechend (1) können dann auch alle weiteren neuen Koordinaten für jeden Probenpunkt bestimmt werden. Der im Beispiel verwendete 3-dimensionale Fall kann jedoch auf beliebig viele Dimensionen erweitert werden.

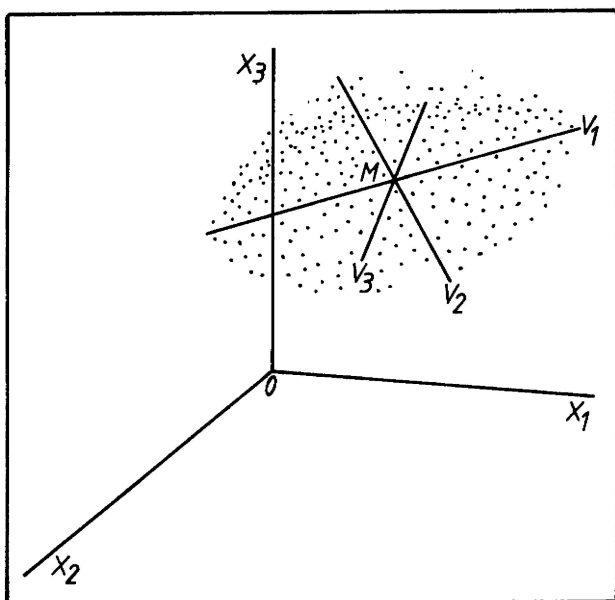


Abb. 4.3.4.1: Beispiel der geometrischen Darstellung der Hauptkomponenten in einem 3-dimensionalen Raum. Weiteres siehe Text! (aus LE MAITRE#1982).

Fig. 4.3.4.1: Example of geometric representation of Principal components in a 3-dimensional space. Further see text! (after LE MAITRE#1982).

Zu jedem Eigenvektor gehört ein Eigenwert# der eine Maßzahl der in Richtung des Eigenvektors auftretenden Varianz der Variablen auf der entsprechenden HK-Koordinate darstellt. Per Definition werden die Eigenwerte mit abnehmender Magnitude angegeben# so daß bei kumulativer Angabe der Eigenwert-Proportionen direkt der proportionale Anteil der bis zum jeweiligen Eigenvektor enthaltenen Gesamtinformation abgelesen werden kann. Ist dieser proportionale Anteil für die ersten zwei bis drei Eigenvektoren groß# so kann von einer erfolgreichen Durchführung der HKA gesprochen werden.

Als Ergebnis der Art und Weise der Berechnung von HK-Koordinaten kann dann der Probensatz durch diese Koordinaten in 2-dimensionalen Streudiagrammen - mit wesentlich höherem Informationsgehalt als die gewöhnlichen - dargestellt werden. Dabei ist es üblich# die ersten drei Eigenvektoren paarweise gegeneinander abzutragen# prinzipiell sind jedoch alle Kombinationen möglich.

Die Verteilung der Daten in den HK-Streudiagrammen läßt so einen Einblick in die Gesamtstruktur der geochemischen Information zu.

Da die Eigenvektoren eine Art von linearen Regressionsgraden aufgrund des mathematisch linearen Charakters der HKA sind# ist es möglich# daß sich gekrümmte Punktverteilungen im n -dimensionalen Raum nicht von symmetrisch elliptischen Punktverteilungen unterscheiden lassen. Ein weiterer Nachteil ist# daß# sofern die bisher üblichen Daten eines geschlossenen Systems als Eingangsgrößen für die HKA benutzt werden# auch die neuen HK-Koordinaten ein geschlossenes System bilden (AITCHISON#1984b:621). AITCHISON schlägt daher auch für die Eingangsdaten der HKA eine \ln -Ratio Transformation vor# nimmt aber für diesen Fall als Divisor das geometrische Mittel der Vektorkomponenten. Wie im vorherigen Abs. 4.3.3 erläutert# wird dadurch der Datenraum geöffnet und hat speziell für die HKA den Vorteil# eine mögliche Krümmung der Datenstruktur durch die Einführung der nicht linearen Logarithmierung besser zu beschreiben. Diese Tatsache wird durch die Gegenüberstellung der jeweiligen Streudiagramme vor und nach der Transformation deutlich (Abb. 4.3.4.2a# b# c# d).

Es ist zu betonen# daß im hier diskutierten Fall nicht das geometrische Mittel als Divisor# sondern je nach Datensatz P_b oder K mit ihrem entsprechenden Wert benutzt wurden.

Durch die HKA ist es auch möglich Information über die steuernden geochemischen Prozesse# die zur spezifischen Variablenverteilung geführt haben# zu gewinnen. Zu diesem Zweck muß man sich die die Vektoren aufbauenden Komponenten# auch als Faktorenladung bezeichnet# ansehen, über die Extremwerte der Vektorkom-

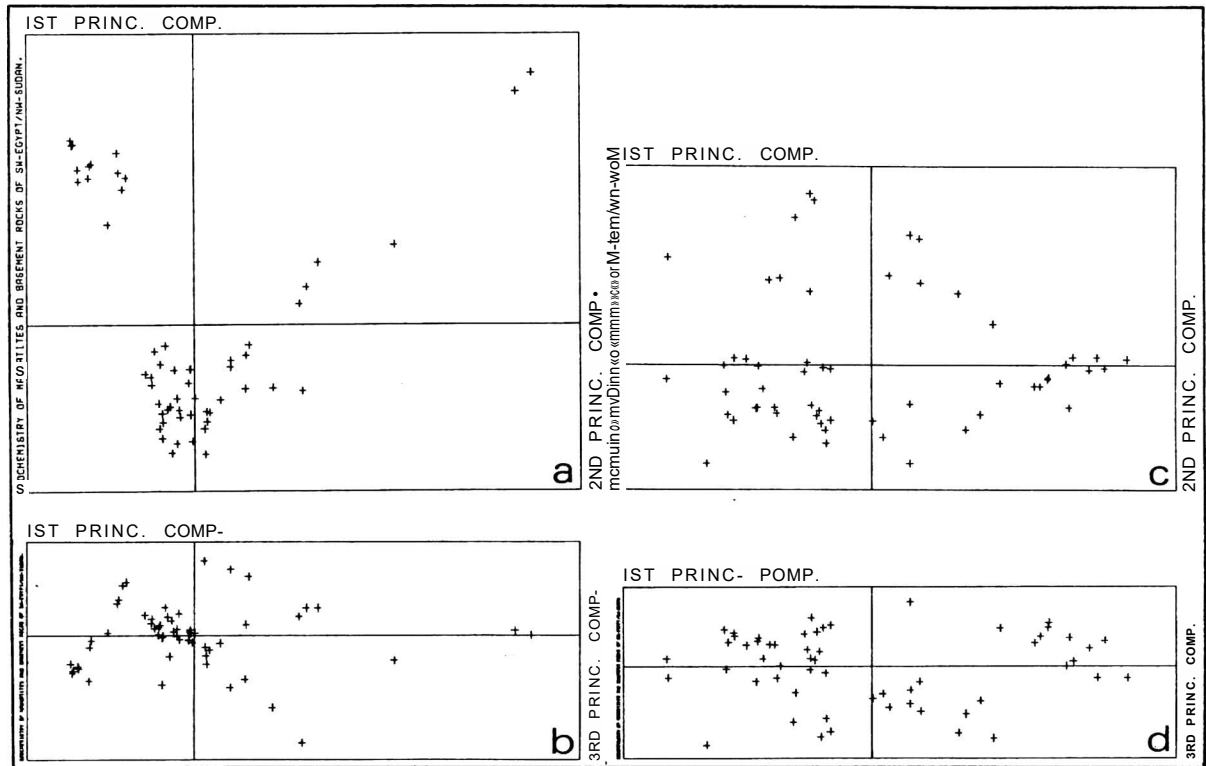


Abb. 4.3.4.2: Hauptkomponenten-Darstellung des Datensatzes mit 57 Proben (a)»(b) vor und (c)»(d) nach der In-Ratio Transformation. Besonders der Vergleich zwischen (a) und (c) verdeutlicht» wie die vorhandene gekrümmte Datenstruktur vor (a) in eine elliptische (c) nach der Transformation übergeht.

Fig. 4.3.4.2: Principal component plot of dataset with 57 samples (a),(b) before and (c)»(d) after the In-ratio transformation. In particular the comparison between (a) and (c) glves evidence» how the existent curved data structure befor (a) is converted 1nto an elliptical (c) after the transformation.

ponenten können die Variablen (Elemente) in Gruppen mit gleichsinnigem bzw. gegensinnigem und indifferentem Verhalten gegliedert sowie Variable mit vorherrschendem Einfluß aufgespürt werden (s. Abs. 4.4.3).

Soweit bekannt» können dann im günstigen Fall mittels der empirischen Kenntnis über das Verhalten der einzelnen Variablen bei den unterschiedlichen geologischen Prozessen Aussagen darüber abgeleitet werden.

Da es prinzipiell zwei Alternativen zur Berechnung der Eigenvektoren gibt. Ist es notwendig, abschließend zu erwähnen, daß das CLUSTAN-Programmpaket, mit dessen Hilfe die HKA durchgeführt wurde, die Varianz-Kovarianz Matrix und nicht die Korrelationsmatrix zur Entwicklung der Eigenvektoren heranzieht. Dies ist wichtig, da LE MAITRE (1982) darauf hinweist, daß die Resultate der beiden Alternativen nicht vergleichbar sind. Die Entwicklung der Vektoren über die Varianz-Kovarianz Matrix setzt aber voraus, daß alle Variablen in der gleichen Einheit angegeben sind. Deshalb wurden von Beginn der numerischen Auswertung an alle vorliegenden Oxidwerte in ppm-Werte umgerechnet.

4.3.5 Gruppierung (Klassifizierung) mit der Cluster-Analyse

Die Cluster-Analyse (CA) ist ein gebräuchliches statistisches Verfahren, eine vorliegende Gruppe von multivariaten Proben in möglichst homogene Untergruppen oder Cluster (Gruppe und Cluster werden im folgenden als Synonyme benutzt) zu unterteilen, welche sich im statistischen Sinne auf Ähnlichkeiten zurückführen lassen. Die Analyse der Ähnlichkeitsbeziehungen kann nach zwei verschiedenen Ansätzen erfolgen:

R-Modus: Ähnlichkeiten zwischen N Elementen (Merkmalen, Variablen) auf Basis der beobachteten M

Proben (Objekte);

Q-Modus: Ähnlichkeiten zwischen den beobachteten M Proben auf Basis der analysierten N Elemente.

Für die Fragestellung dieses Kapitels war die Q-Modus Analyse entscheidend/ zumal mit der HKAdas Verhalten der analysierten Elemente zueinander untersucht worden ist.

Maßgeblich bestimmt wird das Resultat der CA durch den benutzten Algorithmus. Wirksam sind dabei die mathematische Größe/ die als Ähnlichkeits- bzw. Unähnlichkeitskriterium benutzt wird/ und die Methode der Gruppierung.

Das verwendete Programmpaket CLUSTAN(WISHART/1975)/ das im Rechenzentrum der FU Berlin implementiert ist/ bietet eine (verwirrende) Vielzahl von Möglichkeiten bei der Wahl beider Einflußgrößen/ so daß es zweckmäßig ist/ auf Erfahrungen anderer aufzubauen. WISHART(1969/ 1975) gibt hierzu eine Reihe von Erläuterungen und Leitlinien. Er stellt fest (WISHART/ 1975:102)/ daß das Ergebnis entscheidender von dem verwendeten Ähnlichkeitsmaß als von der Gruppierungsmethode beeinflusst wird.

Aus dem Angebot von CLUSTAN wurde eine Reihe von Möglichkeiten durchgespielt/ von denen hier nur die mit den (subjektiv) plausibelsten Ergebnissen (siehe weiter unten) erläutert werden sollen.

Für die Q-Modus-Analyse treten zwei Unähnlichkeitsmaße in den Vordergrund (KLIEM/ 1982):

Cosinus-Thea-Koeffizient: Bei ihm wird die Ähnlichkeit zweier Objekte zueinander im n-dimensionalen Merkmalsraum durch den Winkel definiert/ der durch beide Objektvektoren eingeschlossen wird. (Formel siehe LE MAITRE/ 1982:164). Zu beachten ist/ daß nicht die gesamte räumliche Beziehung beider Objekte erfaßt wird. Liegen zwei Proben auf einem Strahl vom Ursprung/ so werden sie als Identisch betrachtet/ unabhängig von ihrem räumlichen Abstand.

Euklidische Distanz: Sie errechnet sich aus dem metrischen Abstand d_{ij} zweier Objekte i und j im Merkmalsraum:

$$d_{ij}^2 = \sum_{k=1}^P (x_{ik} - x_{jk})^2 \quad (1)$$

wobei x_{ik} und x_{jk} die k-ten Variablen der Proben i und j sind und im vorliegenden Fall $k = 1/ \dots/9$ bzw. $k = 1/ \dots/25$ ist. Bei $d_{ij} = 0$ liegt vollständige Übereinstimmung vor.

Zu beachten ist/ daß die Euklidischen Distanz maßstabsabhängig ist/ d.h./ die Variablen mit großen numerischen Werten finden größere Wertung als Variable mit kleinen numerischen Werten. Daher ist es in Diskussion/ ob eine Standardisierung der Daten vorzunehmen ist (LE MAITRE/1982)/ d.h.> die Mittelwerte werden auf Null gesetzt und die Varianz auf 1. Eine derartige Transformation hat im speziell vorliegenden Fall die Folge/ daß Hauptelemente und Spurenelemente gleichgewichtig behandelt werden. Nach Tests mit beiden Möglichkeiten wird hier aus später näher dargelegten Gründen das Arbeiten mit standardisierten Daten bevorzugt. Da die Euklidische Distanz/ wie auch andere Koeffizienten/ keine Kriterien sind/ die eine Entscheidung im Sinne von "richtig" oder "falsch" zulassen/ ist es eine subjektive Entscheidung des Bearbeiters einen Grenzwert zu definieren/ bis zu dem die Objekte noch als einheitliche Teilgruppe anzusehen sind. Von ihm hängt auch die Anzahl der resultierenden Cluster ab. Ist eine derartige Entscheidung nicht zu treffen/ müssen andere Kriterien gefunden werden/ die zur Vorgabe der Anzahl der Gruppen nach Abschluß des Prozesses führen.

Da ein numerischer Wert im vorliegenden Fall a priori nicht zu definieren war wurde das sich ergebende R1,R2-Diagramm nach DE LA ROCHE(Abb. 4.3.2.1) als Bezugssystem für die CA herangezogen. Je nach Datensatz/ 82 Proben mit 9 Variablen oder 57 Proben mit 25 Variablen/ kann die Verteilung der Proben durch rein visuelle Betrachtung in neun (mit vier Ausreißern) bzw. sechs (mit zwei Ausreißern) relativ dichte Cluster zerlegt werden (Abb. 4.4.1.5a & b). Diese Gruppenzahl wurde zunächst in der CA vorgegeben.

Bei den Verknüpfungsalgorithmen unterscheidet man zwischen den divisiven/ d.h. Trennung einer Grundgesamtheit in Untergruppen/ und den agglomerativen/ d.h. Fusion von anfänglich vielen Gruppen in wenige Gruppen. Im diskutierten Fall wurde ausschließlich mit dem agglomerativen Verfahren gearbeitet. Bei ihnen unterscheidet man wiederum zwei methodische Denkansätze. Die ursprüngliche und am häufigsten angewandte Methode ist/ **dichte** Cluster zu finden/ d.h. Cluster zu entwickeln/ deren Proben eine "minimale Varianz" innerhalb der Gesamtheit ihrer Variablen oder einer Gruppe von Variablen aufweisen - die sog. "**Minimum-Varianz-Lösung**". Die Proben werden dann so zusammengefaßt/ daß z.B. eine Gruppe in ihren Variablen minimal

variiert während eine zweite Gruppe die Proben zusammengefaßt bet denen die Variablen sehr stark streuen. Eine andere Möglichkeit ist daß In den unterschiedlichen Gruppen jeweils ein Teil der Gesamtvariablen minimale Varianz zeigen andere Variablen aber stark streuen wobei dieser Teilvariablensatz von Cluster zu Cluster ein anderer ist. Es folgt daraus daß sich bei Veränderung des Variablenatzes oder bei Einführung einer Irrelevanten Variablen die Gruppierung ändert. Die Problematik der "Minimum-Varianz-Lösung" wird bei WISHART(1969) eingehend diskutiert.

Zu der Gruppe der agglomerativen Algorithmen gehören die benutzten und durch CLUSTAN verfügbaren Techniken "K-Means" (Prozedur Relocate) und "Ward's Method" (Prozedur Hierarchy) die hier zunächst als Begriff genannt werden sollen.

Durch die Probleme der Gruppierung mittels der Minimum-Varianz-Lösung angeregt schlägt WISHART(1969) die Entwicklung von natürlichen Clustern die nicht notwendigerweise dicht sein müssen als ergänzende Alternative vor. Diese Methode basiert auf der Beurteilung der Häufigkeitsverteilung einer stetigen Variablen. Im konkreten Fall sind es die berechneten Euklidischen Distanzen zwischen den Proben. Ist diese unimodal d.h. eingipfelig geht man im allgemeinen von einer Grundgesamtheit aus. Ist sie jedoch multimodal d.h. mehrgipfelig legt man zugrunde daß der Datensatz aus mehreren getrennten Populationen besteht. Auch diese Cluster-Technik ist durch die Prozedur "Mode" im Programmpaket CLUSTAN verfügbar und wurde auf die vorliegenden Daten angewandt. Zum Schluß sollen kurz die Algorithmen der eingesetzten Cluster-Prozeduren erläutert werden.

Prozedur "Mode":

Um den Ablauf des Algorithmus zu gewährleisten ist es notwendig vor Beginn zwei Schwellenwerte zu bestimmen einerseits die maximale Distanz r bis zu der zwei Punkte gemeinsam einer Population zugerechnet werden andererseits die Häufigkeit k als Dichtemaßzahl eines Punktes 1 In Relation zu seinen Nachbarn a b c z die festlegt wieviel Nachbarn minimal innerhalb des Kreises mit dem Radius r um Punkt 1 liegen müssen. Die Dichtemaßzahl hat den Sinn vorübergehend die Enden der Häufigkeitsverteilung abzuschneiden d.h. das Rauschen zu unterdrücken bzw. Ausreißer zu eliminieren um sie jedoch später wieder einzuführen. Bei der Prozedur "Mode" mit Voreinstellung von CLUSTAN werden r und k selbstständig berechnet. In Abhängigkeit von der Probenzahl wird k gesetzt. Für die Probenzahl $N = 31-90$ ist $k = 2$. Nachdem die $n \times n$ -Abstandsmatrix (Abstände eines jeden Punktes zu allen anderen) berechnet ist wird In Abhängigkeit von k die mittlere Distanz PD für jeden Punkt als Mittelwert seiner m nächsten Abstände berechnet. Dabei ist $m = 2 \times k$. Der Größe des numerischen Wertes von PD nach geordnet - vom kleinsten zum größten - werden dann die Proben 1n den hierarchischen Algorithmus eingeführt. Die Probe mit dem kleinsten PD -Wert wird als erste eingeführt und bildet den 1. Cluster-Nukleus. Der initiale Distanzschwellenwert auch Distanzkoeffizient r genannt wird gleich der mittleren Distanz von Probe 1 (PD_1) gesetzt:

$$2 \times k - PD_1 = r_1$$

und steigt kontinuierlich mit jeder eingeführten Probe.

Im Verlauf des Prozesses können vier Fälle auftreten:

- 1) Die neu eingeführte Probe m hat eine größere Distanz PD_m zu allen bis dahin eingeführten und einem Cluster-Nukleus zugehörigen Proben a b c 1 so daß $PD_m > r_m$ ist. In diesem Fall erzeugt diese Probe einen neuen Cluster-Nukleus.
- 2) Die neu eingeführte Probe m hat unterhalb der Distanzschwelle einen Nachbarn Innerhalb des Nukleus a b c 1 d.h. $PD_m < r_m$. Die Probe wird dem bestehenden Cluster zugeordnet.
- 3) Für die neu eingeführte Probe m finden sich zwei oder mehrere Nachbarn unterhalb der Distanzschwelle die aber zwei verschiedenen Clustern angehören. Die Proben dieser beiden Cluster werden dann zu einem fusioniert.
- 4) Nach jeder Einführung werden die kleinsten Distanzen D zwischen den Proben der verschiedenen Cluster bestimmt. Ist $D > r_m$ so werden die entsprechenden Cluster ebenfalls fusioniert.

Der Prozess beginnt und endet jeweils mit genau einem Cluster, üblicherweise steigt die Zahl bis zu einem Maximum vor der 1. Fusion an. Diese wird von WISHART als kleinstmögliche natürliche Ebene der Gruppenbildung angesehen. Einschränkend wird allerdings festgestellt daß sich Nebengruppen bilden können die unmittelbar nach Entstehung wieder mit größeren Clustern fusionieren und die bei dieser Beurteilung

unbeachtet bleiben sollten. Bleibt die Gruppenszahl bei diesem Prozeß bei 1» so ist davon auszugehen# daß keine natürliche Gruppierung vorliegt.

Ohne detailliert darauf einzugehen# ist zu erwähnen# daß der "Einschlußquotient" der bei jeder Gruppierung berechnet wird# eine Maßzahl zur Beurteilung der Stabilität des Resultats darstellt: je größer der Wert# desto stabiler das Ergebnis.

Das "Mode"¹¹-Verfahren bietet aus den erläuterten Gründen die Möglichkeit# die minimale Clusterzahl für andere Clusteralgorithmen zu definieren# unterhalb derer eine Zusammenfassung der Proben sinnlos wird. Weitere Erläuterungen finden sich zu «Mode" bei WISHART(1969# 1975).

Prozedur "Hierarchy":

Mit diesem Unterprogramm von CLUSTAN können Fusionen durchgeführt werden# wobei die Wahl zwischen acht verschiedenen kombinatorischen Transformationen der vorher berechneten Ähnlichkeitsmatrix besteht. Als Ergebnis ergibt sich eine hierarchische Gruppenstruktur. Der Algorithmus beginnt mit einer der Probenzahl entsprechenden Anzahl von N Clustern und verbindet diese der Reihe nach in N-1 Zyklen zu einem Cluster# wobei immer die beiden ähnlichsten zusammengefaßt werden. Das grundlegende Prinzip kann wie folgt ausgedrückt werden: Sind die Cluster P und Q verknüpft worden» ist die Ähnlichkeit $S(R\#P+Q)$ mit einem Cluster R und dem neu entstandenen Cluster (P+Q) durch die Formel

$$S(R\#P+Q) = AP * S(R\#P) + AQ * S(R\#Q) + B * S(P,Q) + G * ABS(S(R\#P)-S(R\#Q)) \quad (2)$$

ausgedrückt. AP» AQ#B und G werden durch die zur Wahl stehenden Matrix-Transformationen in verschiedener Weise bestimmt. Nach WISHART(1975) ist dabei "WARD's Methode" die beste aller möglichen Optionen und wurde daher ausschließlich benutzt. Die Parameter der Formel (2) werden wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned} AP &= (NR + NP) / (NR + NP + NQ) \\ AQ &= (NR + NQ) / (NR + NP + NQ), \\ B &= -NR / (NR + NP + NQ), \\ G &= 0, \end{aligned}$$

wobei N = Anzahl der Proben pro Cluster ist.

Die Methode ist nur in Verbindung mit einem Distanzkriterium (z.B. Euklidische Distanz) sinnvoll und gehört zur Gruppe der "Minimum-Varianz-Lösungen". Der Algorithmus bestimmt die Summe der quadrierten Distanzen aller Proben des Clusters zum Zentrum des Clusters. Es werden dann immer die Cluster fusioniert» bei denen diese Summe der Fehlerquadrate nach der Verknüpfung am geringsten steigt. Immanent bei dieser Technik ist# daß sobald eine Probe zugeordnet ist» diese nicht mehr individuell beurteilt werden kann# sondern nur noch ihr Stammcluster eingeht. Eine Ausgruppierung einzelner Proben aus einem Cluster ist nicht möglich. Eine Optimierung des Clusterresultats kann mit Hilfe der Prozedur "Relocate" erfolgen.

Prozedur "Relocate" i

Dieses Unterprogramm von CLUSTAN bietet die Möglichkeit zu einer iterativen Optimierung für eine vorgegebene Anzahl von NA Anfangsclustern auf eine zu definierende Anzahl von NE Endclustern# wobei NA = NE oder NA > NE sein kann.

Als weiterer Parameter muß der Ähnlichkeitskoeffizient# der der Berechnung zugrunde liegen soll# definiert werden.

Zu Beginn des Prozesses wird auf Basis des gewählten Ähnlichkeitskoeffizienten für jeden Anfangscluster (primären Cluster) mit seinen N Proben der Mittelpunkt (Mittelpunktvektor) berechnet. Beim ersten Durchgang wird dann für jede Probe die Ähnlichkeit# z.B. die Euklidische Distanz# mit allen vorhandenen K Clustern berechnet. Wird angenommen# daß die Ähnlichkeit einer Probe X mit ihrem Stammcluster P gleich $S(P\#X)$ ist und zu irgendeinem anderen Cluster Q gleich $S(Q\#X)$, so wird die Probe X zum Cluster Q zugeordnet# wenn - im Falle einer Distanz - $S(Q\#X) < S(P\#X)$ ist. Danach werden die Mittelpunkte der neu entstandenen Cluster berechnet» und der zweite Durchlauf beginnt. Die Häufigkeit dieser Durchläufe (Iterationen) kann beliebig festgesetzt werden. Normalerweise werden maximal 10 bis 15 Iterationen gewählt# da davon auszugehen ist» daß nach diesem Zeitpunkt entweder nie stabile Gruppen entstehen werden# und der Prozess unendlich weiterlaufen würde oder aber keine weiteren Umgruppierungen auftreten» das "**lokale Optimum**" erreicht wurde» und die Cluster stabil sind. Im vorliegenden Fall wurden für eine stabile Gruppierung

maximal 7 Iterationen benötigt. Im Falle von $NA > NE$ wurden danach die beiden ähnlichsten Cluster, d.h. die Cluster mit der geringsten Distanz zwischen ihren Mittelpunkten, vereint, und die Iterationen begannen von neuem. Der Prozeß endet, wenn die gewünschte Anzahl von NE erreicht ist. Weitere Details zum Algorithmus und zu den Variationsmöglichkeiten finden sich bei WISHART (1975).

Obein "globales Optimum" erreicht wird, kann praktisch nicht festgestellt werden, ist aber wahrscheinlich, wenn, ausgehend von unterschiedlichen Ausgangsgruppierungen - zufälligen oder systematischen-, ein identisches Endergebnis erreicht wird.

In Abwandlung eines Vorschlages von WISHART (1975) wurde daher folgendermaßen vorgegangen:

- 1) Für den Datensatz mit 82 Proben lagen auf Grundlage der Klassifizierung im R1,R2-Diagramm 18 verschiedene Gesteinstypen vor. Für den Datensatz mit 57 Proben waren es 15. Bei der Differenzierung in extrusive und intrusive Gesteine erhöht sich diese Zahl auf 23 respektive 17. Je nach Datensatz wurden daher 23 bzw. 17 Anfangscluster vorgegeben. Hinzuzufügen ist, daß die Cluster teilweise nur durch eine Probe aufgebaut wurden, so daß zwangsläufig Verbindungen zu erwarten waren.
- 2) Die Anfangscluster wurden nun auf 18 (in einem Fall auf 15) bei dem 82-er bzw. auf 9 bei dem 57-er Datensatz reduziert, und zwar jeweils mit zwei verschiedenen Ähnlichkeitskoeffizienten:
 - a) "Größenunterschied" ("size diff.") und
 - b) "Formunterschied" ("shape diff.") der Cluster.

Die resultierenden Gruppierungen sollen nach WISHART (1975) rechtwinklig zueinander im Datenraum stehen.

- 3) Das Zwischenergebnis aus 2) diente als Einstieg für einen zweiten Durchlauf, bei dem als Ähnlichkeitsmaß die "Euklidische Distanz" genommen wurde und die Zahl der Endcluster mit 9 bzw. 7 für den 82-er Datensatz und 6 für den 57-er Datensatz festgelegt wurden.
- 4) Bei einem dritten Durchlauf ist von Beginn an (23 bzw. 17 Eingangscluster) mit der "Euklidischen Distanz" auf die jeweils gewünschte Endclusterzahl vermindert worden.

Durch dieses Vorgehen sind jeweils drei unabhängige Gruppierungen erstellt worden, die bei Koinzidenz ein "globales Optimum" nahelegen. Schematisiert geht das beschriebene Verfahren aus den beiden Ergebnisübersichtstabellen Tab. 4.4.4.1 & 4.4.4.2 hervor. Die jeweils vorgegebene Anzahl der Endcluster wurde aus dem R1,R2-Diagramm bzw. mittels der "Mode"-Ergebnisse (kleinstmögliche natürliche Gruppierung) abgeleitet.

Die jeweiligen Gruppierungsergebnisse werden in sog. "Classification arrays" von CLUSTAN ausgegeben. In ihnen erscheinen neben der Zuordnung jeder Probe auch die Clusterkenngrößen:

- a) Mittelwert für jede Variable,
- b) Standardabweichung pro Variable,
- c) F-Ratio: $F = V_c^2 / V_g^2$, wobei V_c^2 die Varianz im Cluster und V_g^2 die Varianz im Gesamtdatensatz sind,
- d) T-Wert: $T = (x_c - x_g) / s_g$, wobei x_c der Mittelwert im Cluster, s die Standardabweichung im Cluster und x_g der Mittelwert der Variablen im Gesamtdatensatz sind.

Der Erwartungswert für F ist Null. Der Wert T kann positive wie negative Werte annehmen, was einer relativen Verarmung oder Betonung einer Variablen gegenüber dem Durchschnitt der Gesamtpopulation anzeigt.

Die mit der Prozedur "Hierarchy" erzielten Ergebnisse können graphisch durch ein Dendrogramm (Büscheldiagramm) dargestellt werden. Darüber hinaus können die Resultate in X-Y-Clusterdiagrammen veranschaulicht werden, in denen entsprechend ihrer Zuordnung die Proben zusammengefaßt werden können. Von beiden Optionen wurde bei der vorliegenden Arbeit Gebrauch gemacht.

4.4 Ergebnisse der geochemischen Auswertung

Nachdem in den vorangegangenen Absätzen ausschließlich die Methodik und die speziell gewählte Arbeitsweise dargestellt wurde, sollen an dieser Stelle die erhaltenen Ergebnisse präsentiert werden.

4.4.1 Nomenklatur und Gruppierung nach dem R1#R2-D1agramm

Wie in Abs. 4.3.2 eingehender diskutiert, bietet dieses von DE LA ROCHE et al. (1980) entwickelte bivariate Streudiagramm die Möglichkeit, einen schnellen Überblick über den Gesteinstypus des geochemisch analysierten Materials direkt auf Basis der Analyse zu erhalten.

Alle aus dem Arbeitsgebiet verfügbaren geochemischen Daten der Metamorphite und Magmatite sind in dieses Klassifizierungsdiagramm eingetragen worden und in Abb. 4.4.1.1 & 4.4.1.2 dargestellt. Die hochgradigen **Metamorphite** der Granoblastit-Formation (Abb. 4.4.1.1a) zeigen ihren Schwerpunkt im Bereich granodioritischer Zusammensetzung. Hinzu kommen aber auch tonalitische und granitische Varietäten. Die Diatexite bzw. Metatexite der Anatexit-Formation (Abb. 4.4.1.1b) lassen demgegenüber höhere Alkaligehalte gepaart mit niedrigeren Ca- und Mg-Anteilen erkennen und sind im wesentlichen granitischer Zusammensetzung. Als quarzarme Vertreter finden sich bei ihnen aber auch syenitische und monzonitische Typen. Bei den als paläosomatisch angesehenen Gesteinen der Anatexit-Formation (Abb. 4.4.1.1c) fallen extreme Zusammensetzungen auf. Einerseits sind es olivin-gabbroische Amphibolite sowohl mit SiC -Unterschuß als auch leichtem Überschuß, andererseits finden sich bei diesen Gesteinsgliedern auch extrem SiC -betonte alkali-verarmte Gneise granitischer und granodioritischer Zusammensetzung. Daneben sind aber auch normalgranitische Typen vertreten.

Die den Diagrammen zu entnehmende An-Komponente aller Metamorphite mit Ausnahme der Amphibolite überschreitet die 30%-Grenze nur unwesentlich, kann aber bei bolden Formationen bis auf etwa 5% abfallen (Abb. 4.4.1.1). Meist wird bei den Diatexiten die 15% An-Grenze nicht überschritten. Die Tendenz zu niedrigeren An-Gehalten der Plagioklase wird auf die bereits im Mikroskop zu beobachtende Saussuritisation zurückgeführt. Dieser geochemische Trend korreliert gut mit dem zu beobachtenden Grad der Plagioklasumwandlung. Unter Abnahme des Ca-Gehaltes ist es zur Na benötigten Albitblastese gekommen, wobei die Gesteine der Anatexit-Formation stärker betroffen worden sind.

Die ausschließliche Bedeutung der nachträglichen Grünschiefer-Fazies-Überprägung zuzuordnenden Saussuritisation muß jedoch bezweifelt werden. Die generelle Streuung mit syenitischen und monzonitischen Abarten sowie die Streuung von weniger stark umgewandelten Granuliten lassen auf eine schon primär genetisch bedingte Varianz schließen.

Die beobachteten Differenzen zwischen mikroskopisch bestimmten und geochemisch abgeleiteten An-Gehalten müssen auf die unzureichende optische Bestimmung bzw. auf das verwendete Rechenverfahren zurückgeführt werden.

Unter Berücksichtigung der oben gemachten Ausführungen läßt die Verteilung der geochemischen Daten im R1#R2-D1agramm den Schluß zu, daß **beide Formationen primär gleicher Zusammensetzung waren**, wobei im wesentlichen eine **Streuung von tonalitisches bis granitisches** vorlag. Nach primärer Granulit-Fazies-Metamorphose hat die spätere metamorphe Entwicklung, Anatexit- und Grünschiefer-Fazies-Überprägung, in der Folgezeit zu einer Differenzierung geführt.

Die Lage einiger der paläosomatischen Gneise im Diagramm (Abb. 4.4.1.1c) mit einer als extrem zu bezeichnenden Zusammensetzung stimmt überein mit der Hypothese, daß es sich um anatexitresistentes Material handelt. Die normalgranitische Zusammensetzung einiger der als Paläosom erscheinenden Gneise kann entweder mit einer durch H₂O-Mangel nicht einsetzenden Aufschmelzung oder mit einer zur Anatexit nachträglich erfolgten allochemischen, metasomatischen Modifizierung des Gesteins erklärt werden. Daneben bleibt nur die Möglichkeit einer fälschlichen Ansprache als Paläosom. Gefüge und/oder lagige Gesteinsassoziation mit Amphiboliten sprechen aber für Paläosom (s. Anhang Tab. Allb# Proben 1-23# 1-25# 1-26)# so daß in diesen Fällen H₂O-Mangel und Metasomatose als gleichwahrscheinliche Interpretation verbleiben. Im Fall

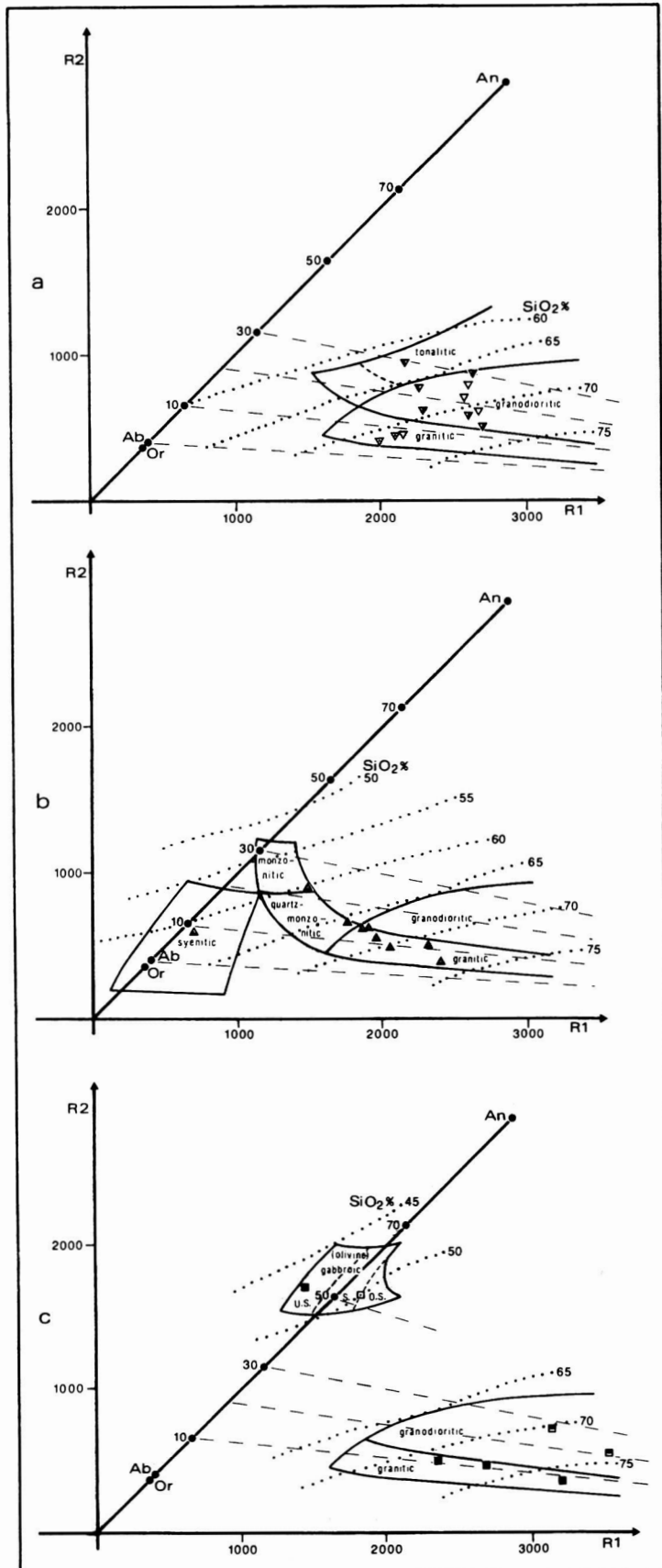


Abb. 4.4.1.1: Die Verteilung der Proben des Grundgebirges im R1,R2-Diagramm. a: Granoblastite-Formation, b: Anatexit-Formation - Diatexite und Metatexite, c: Anatexit-Formation - Paläosom. Symbole siehe Anhang Tab. A1, vergl. auch Abb. 4.3.2.1.

Fig. 4.4.1.1: Plot of basement samples in the R1,R2-diagram. a: Granoblastite Formation - diatexites and anatexites, c: Anatexit Formation - paleosom. Symbols see appendix tab.A1, compare as well fig. 4.3.2.1.

von Probe 1-25 werden z.B. zonierte 1d10b1astliche Plagioklaseinsprenglinge als Ausdruck einer metasomatischen Metablastese gewertet mit möglichen Stoffverschleubungen von nur wenigen Dezimetern aus dem benachbarten Amphibolit (1-26). Das trotz granitischer Zusammensetzung gegen Leukosom sprechende äquigranular kleinkörnige, geregelte Gefüge von Probe 1-23 läßt andererseits nur den Schluß zu, daß eine anatektische Aufschmelzung aufgrund von H₂O-Mangel nicht stattgefunden hat, was unter Berücksichtigung der mit einem Bio-Granit vergleichbaren Zusammensetzung seinerseits im Rückschluß auf die Maximaltemperaturen zum Zeitpunkt der Anatexis hinweist. Mit Bezug auf Abb. 3.3.2.2 ergibt sich, daß bei spekulativ angenommenem 10 kb Druck eine Temperatur von 800*0 und bei 5 kb nicht mehr als 750*0 erreicht worden sein können. Bei Überschreitung dieser Temperaturen wäre es trotz trockenen Milieus, bedingt durch den Biotit-Gehalt, zur Anschmelzung gekommen. In diesem Bio-Gneis lassen sich dafür jedoch keine Anzeichen finden.

Die Abb. 4.4.1.2 gibt das R1,R2-Diagramm für alle geochemisch bearbeiteten Magmatite aus dem Arbeitsgebiet und angrenzenden Bereichen wieder. In Ergänzung sind die drei von DE LA ROCHE et al. (1980) bezeichneten Magmenentwicklungstrends dargestellt: kalk-alkalin (I: Cascade Range/USA), tholeiitisch (II: He-

beiden Provinzen/UK) und alkaline (III: Hawaii/USA). Unabhängig von später zu diskutierenden Altersbeziehungen zeigt sich bei den im wesentlichen extrusiven Magmatiten ein klarer alkalischer Magmentrend: von Alkali-Basalten und Basalten über Tephrite; Phono-Tephrite, teils Mugearite zu Trachyten, Phono-Trachyten und Phonolithen. Geochemisch sind in dieses Endstadium der Magmendifferentiation auch die Syenite der Gebel K1ssu Ringintrusion (rc) zu stellen. Dabei läßt sich insgesamt der Trend zu SiO₂-untersättigten Magmen feststellen. Demgegenüber erscheinen hypabyssale Ganggesteine eher SiO₂-betont. Spekulativ bleibt die geochemische Beziehung einer Gruppe von Quarz-Latiten» Rhyodaciten und einem Dacit, die in enger räumlicher Assoziation mit Trachyten und Phonolithen im SE Vorland der Peneplain extrudiert sind (BISHADY & EL RAMLY, 1982). Unter Annahme einer zeitgleichen Extrusion mit den SiO₂-untersättigten Vulkaniten, deren Existenz wegen fehlender Altersbeziehungen jedoch nur postuliert werden kann» läßt sich ihre Entwicklung durch fraktionierte Kristallisation» gepaart mit möglicher Abpressung, aus einem trachytischen Stammagma herleiten oder aber, wie schon bei den Ganggesteinen, durch eine jedoch extremere Krustenassimilation.

Für die Beurteilung der intrusiven Magmatite mit den Typen "gg", "gr" und "gp" erweist sich die geochemische Datendichte als zu gering, um irgendeinen Trend ableiten zu können. Durch große Streuung gekennzeichnet, variieren die Intrusiva von Alkali-Granit über Granit (Syenogranit bis Monzogranit) und Tonalit zu Diorit und Gabbro-Diorit. Dabei handelt es sich bei den Tonaliten auf Basis ihrer An-Gehalte (< 30%) der Plagioklase i.S.v. STRECKEISEN (1967) weitgehend um Trondhjemite. Gegenüber den alkalischen Vulkaniten bzw. Ringkomplexen sollen diese aus Batholithen und Plutoniten stammenden Proben hier pauschal als subalkalin i.S.v. IRVINE & BARAGAR (1971), jedoch mit alkalischer Tendenz, bezeichnet werden.

Es scheint an dieser Stelle nötig, darauf hinzuweisen, daß man je nach gewählter Klassifizierungsmethode zu durchaus unterschiedlicher Typisierung kommen kann. SÖRENSEN (1976) empfiehlt die Einteilung

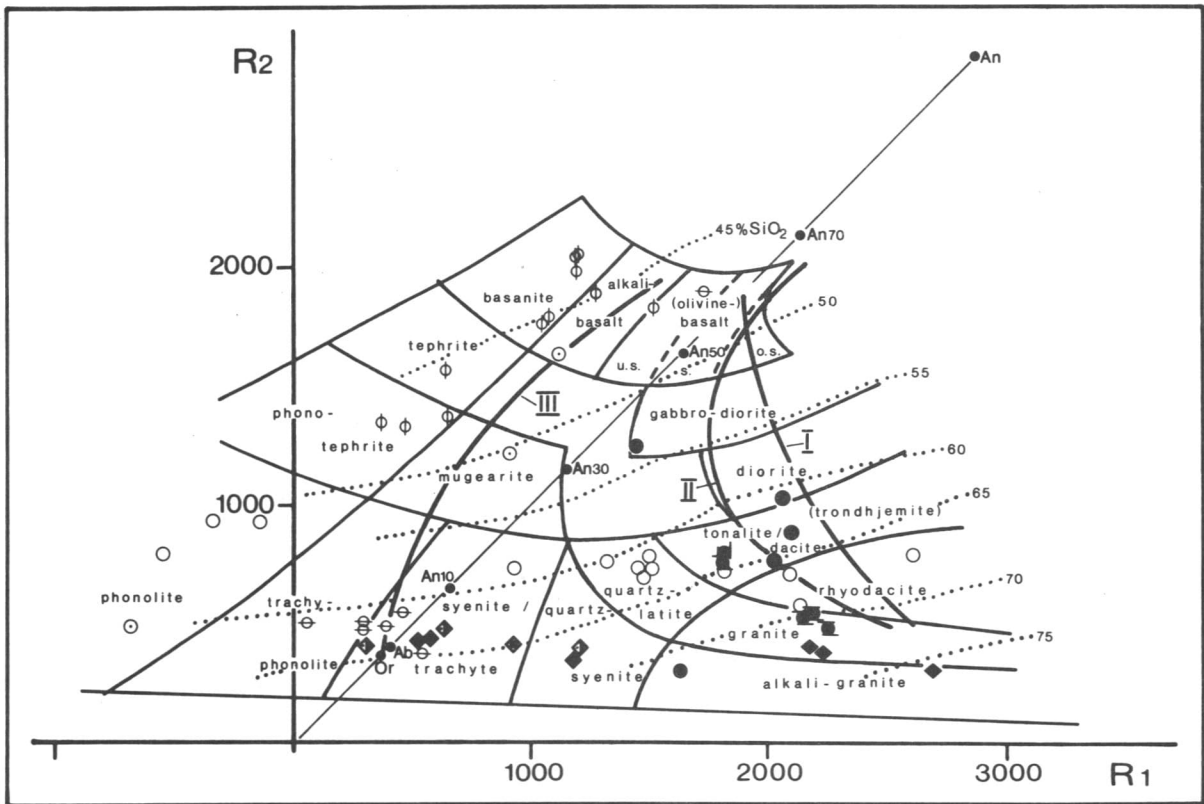
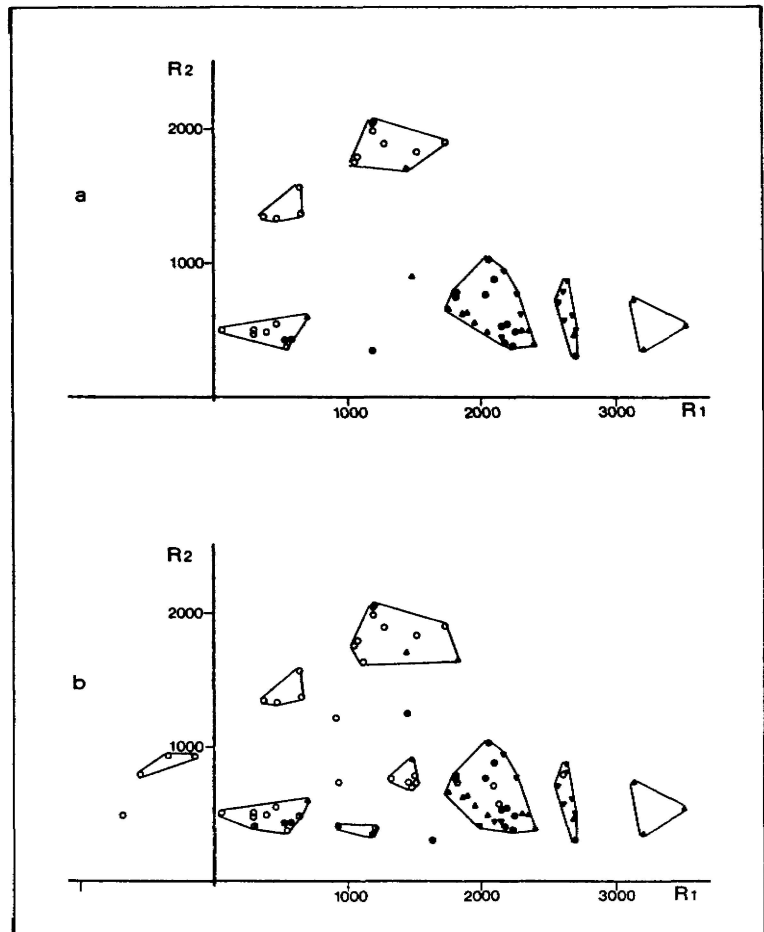


Abb. 4.4.1.2: Die Verteilung der Magmatite im R1,R2-Diagramm. Die vergleichsweise gezeigten Magmendifferenzierungstrends sind, I: kalk-alkaline Serie, Cascade Range/USA, II: Tholeiit Serie, Hebriden/UK, III: Alkali Serie, Hawaii/USA. Symbole siehe Anhang Tab. A1, vergl. a. Abb. 4.3.2.1.

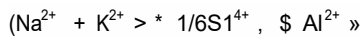
Fig. 4.4.1.2: Plot of the igneous rocks in the R1,R2-diagram. The for comparison shown magmatic differentiation trends are, I: Calc-alkaline series, Cascade Range/USA, II: Tholeiitic series, Hebrides/UK, III: Alkaline series, Hawaii/USA. Symbols see appendix Tab. A1, compare as well fig. 4.3.2.1.

Abb. 4.4.1.3: Empirische Gruppierungen der geochemisch analysierten Gesteine im R1#R2-Diagramm. a) 57 Proben wurden zerlegt in 6 Gruppen (Cluster) mit 2 Ausreißern# b) 82 Proben wurden zerlegt in 9 Gruppen mit 4 Ausreißern. Symbole s. Anhang Tab. A1.

Fig. 4.4.1.3: Empirical groupings of geochem. analysed rocks within the R1#R2-diagram. a) 57 samples have been subdivided into 6 groups (cluster) with two misfits# b) 82 samples have been subdivided into 9 groups with 4 misfits. Symb. s. appen. tab. A1.



nach SHAND mit den Relationen



wonach die in Rede stehende Intrusiva als "alkalin" mit überwiegend miaskitischen# vereinzelt auch agpaitischen Untergruppen zu bezeichnen wären. Auch an Hand der NIGGLI-Werte (alk. vs. al) fällt diese Gruppe in den Bereich der alkalireichen (alk : al = 1 : 2/3 bis 1 : 1) Gesteine. Ausnahmen liegen in den peralkalischen bzw. intermediären Feldern. PEARCE et al. (1984) benutzen den Alkali-Kalk-Index nach PEACOCK# wonach die diskutierten Intrusiva von der

Alkali-Kalk-Serie bis zur Kalk-Serie streuen. Schon RITTMANN (1960) weist auf die Notwendigkeit einer, im hier untersuchten Fall nicht gegebenen# hohen Datendichte für die Anwendung des PEACOCK'schen Index hin. Entsprechend seiner Klassifizierungsmethode (nach -Werten) sind die Gesteine "mittel kalk-alkalisch" (= 1.8-3). Die Aufzählung ließe sich fortsetzen. Ursache für die Unterschiede ist zum einen die wechselnde Benutzung der charakterisierenden Elemente Si# Al# Na# K und Ca# zum anderen# ob molekular oder atomar gerechnet wird. Bei Benutzung entsprechender Begriffe ist es daher unerlässlich auf die benutzte Methodik hinzuweisen.

Für die über das R1#R2-Diagramm hinausgehende statistische Bearbeitung der geochemischen Daten stellte sich die Notwendigkeit eines unabhängigen Bezugssystems heraus (s. Abs. 4.3.5). Da die der Literatur entnommenen Analysen weitgehend ohne Spurenelementbestimmung sind# bestand ferner Grund# zwei getrennte Referenzgruppierungen aufzustellen. Nicht zuletzt aus methodischen Überlegungen wurde für diesen Zweck zunächst nicht zwischen Magmatiten und Metamorphiten getrennt. In Abb. 4.4.1.3 sind diese Bezugssysteme für die beiden Datensätze dargestellt# wobei die Gruppierung (»Cluster) rein empirisch vorgenommen worden ist. Die jeweilige Zahl an Clustern in dieser Abbildung war im weiteren Richtschnur für die Statistik.

4.4.2 Verteilung und Korrelation der Variablen

Aufgrund des bisher wenig verbreiteten Lösungsansatzes mittels der ln-Ratio Transformation sollen Verteilung und Korrelation vornehmlich vom methodischen Aspekt her behandelt werden.

Umdirekte Vergleiche zwischen den Verteilungen vor und nach der Transformation der Variablen zu ermöglichen# wurde Tab. 4.4.1.1 erstellt. Sie gibt pro Variable in direkter Gegenüberstellung die ur-

sprünglichen ppm-Werte in der oberen Zeile und die resultierenden dimensionslosen Logarithmen nach der Transformation in der unteren Zeile wieder. Von den aufgelisteten Parametern sind zur Beurteilung der Variablenverteilung die drei Maßzahlen Schiefe (γ_3), Wölbung (γ_4) und die Wahrscheinlichkeitsdichte (P) weitestgehend ausreichend. Betrachtet man zunächst ausschließlich den 82-er Datensatz (Tab. 4.4.1.a) so ist an Hand der P-Werte ersichtlich# daß durch die Transformation alle Variablen in eine Normalverteilung überführt werden# z.T. mit extremer Zunahme der Wahrscheinlichkeitsdichte wie bei Ca und Mn. Nur bei Al nimmt dieser Wert leicht ab. Es fällt auf# daß die beiden häufigsten gesteinsbildenden Elemente Si und Al primär rechtsschiefe Verteilungen (γ_3) haben# die anderen demgegenüber die weitaus häufigeren links-schiefen Verteilungen zeigen. Dies scheint Ausdruck des sialischen Krustenstockwerkes# dem das Probenmaterial entstammt# zu sein# mit Anreicherung der krustenkompatiblen (granitophilen) Elemente Si und Al und Verarmung der inkompatiblen bzw. stärker inkompatiblen (basaltophilen) Elemente Ca# Ti# P und Mn# die dadurch alle deutlich linksschiefe Verteilungen aufweisen. Ausdrücklich hinzuweisen ist auf die Verteilung des Divisorelements K# das# angezeigt durch den gegen Null strebenden γ_3 -Wert ($=0.05$) und den hohen P-Wert# eine Normalverteilung darstellt# wie übrigens auch in abgeschwächter Form Na. Es ist anzunehmen# daß die primäre Normalverteilung von K Ursache für die erzielte günstige Verteilungsstruktur der Variablen bei Anwendung dieses Elementes als Divisor ist.

Nach der In-Ratio Transformation ergibt sich nicht nur aus den P-Werten# sondern auch aus der Schiefe der Übergang zu Normalverteilungen. Die gegen Null strebenden Werte verdeutlichen den Übergang zu symmetrischen Verteilungskurven# was die primär linksschiefen Verteilungen als Lognormalverteilungen ausweist.

In bezug auf die Wölbung der Verteilungskurven mit einem für Normalverteilungen zutreffenden $\gamma_4 = 0.263$ ist festzustellen# daß mit wenigen Ausnahmen sowohl vor als auch nach der Transformation flachgipfelige Verteilungen vorliegen# angezeigt durch Werte von $\gamma_4 < 0.263$.

Der Vergleich der Hauptelement-Verteilungen zwischen dem 82-er Datensatz und dem im wesentlichen die magmatisch Extrusiva ausschließenden 57-er Datensatz (Tab. 4.4.1.b) ergibt keine grundsätzlichen Abweichungen. Das ist besonders erwähnenswert# da doch beide Datensätze auf abweichende Quotientenbildung zurückgehen# und hier ein möglicher Beleg für die von AITOW ON (1984a:542) vertretene Ansicht zu finden ist# wonach die Wahl des Divisors unmaßgeblich für das Resultat ist (vergl. auch Abs. 4.3.2). Bei Würdigung der Primärstruktur von dem für den 57-er Datensatz zutreffenden Divisorelement Pb ist in Übereinstimmung mit K im 82-er Datensatz ebenfalls eine annähernd symmetrische Normalverteilung festzustellen# allerdings in nicht so ausgeprägter Form. Es ergibt sich so die Frage nach der grundsätzlichen Bedeutung der einer Normalverteilung gleichenden Primärdatenstruktur. Darauf kann hier allerdings nicht näher eingegangen werden.

Für die Spurenelemente läßt sich mittels Schiefe und Wahrscheinlichkeitsdichte feststellen# daß die In-Ratio Transformation überwiegend auf eine deutlich bessere Verteilungsstruktur hinausläuft. Die teilweise primär extrem linksschiefen Verteilungen offenbaren durch die Transformation ihren lognormalen Charakter. Die primär steilgipfeligen Formen wurden meist in flachgipfelige Verteilungen umgeformt. Nur Th kann mit Hilfe dieser Umformung# d.h. mit Pb als Divisor# nicht in eine Normalverteilung übergeführt werden.

Wie in Abs. 4.3.3 ausgeführt# sind es besonders die in einem geschlossenen System bedeutungslosen linearen Korrelationen# die die Umformung der primären Datenstruktur notwendig werden lassen. Wird - wie hier - die grundsätzliche Richtigkeit des theoretischen Ansatzes von AITCHISON (1982) akzeptiert# so ergibt sich die allgemeine Notwendigkeit# die Interelementbeziehungen auf Basis der linearen Korrelation der Elementproportionen neu zu überdenken. Sofern im folgenden der Vereinfachung wegen von Elementkorrelationen die Rede ist# sind damit stets Korrelationen zwischen Elementproportionen gemeint# sofern nicht die ursprünglichen Oxid-% bzw. ppm-Werte in Rede stehen.

Der Blick auf die Zusammenstellung der Korrelationen der Hauptelemente vor und nach der Transformation für den 82-er Datensatz (Tab. 4.4.2.a) und den 57-er Datensatz (Tab. 4.4.2.b) zeigt# daß "negative" Korrelationen meist in positive übergeführt werden# primär "unkorrelierte" Elemente positiv korrelieren# und positive Korrelationen verstärkt werden. In den nicht aufgelisteten Fällen der primär schwach negativen Korrelationen von Ba zu Th und U sowie von Rb zu Sr und Ba werden diese unter Beibehaltung der negativen Korrelation weiter abgeschwächt. Die Umkehrung bzw. Verstärkung muß als Phänomen der Elementproportionen angesehen werden. Soweit zu ermitteln war# gilt# wenn z.B. Si und Mg in ihren Oxidprozenten oder

	Min(x)	Max(x)	\bar{x}	s_x	s	v	lim(x)		*3	γ_4	Kolm. I&I	Smir. Z	Test P
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	%	- (ppm)	+ (ppm)					
Si	198 411	366 208	291 281	5 015	45 411	15.6	281 304	301 259	-.64	-.61	.143	1.29	.072
In(Si/K)	1.715	3.773	2.532	.057	.512	20.2	2.42	2.645	.74	-.18	.129	1.17	.129
Al	56 794	107 554	81 075	1 140	10 321	12.7	78 807	83 343	-.42	.15	.093	.84	.479
In(Al/K)	.424	2.54	1.258	.056	.506	40.3	1.147	1.369	.57	-.42	.099	.89	.403
Fe	3 986	100 070	39 220	2 863	25 926	66.1	33 523	44 916	.93	-.14	.164	1.48	.025
In(Fe/K)	- 2.317	2.89	.307	.115	1.04	338.6	.079	.536	.16	.02	.084	.77	.603
Mg	181	93 481	16 089	2 306	20 881	129.8	11 501	20 677	2.25	4.88	.229	2.07	.0
In(Mg/K)	- 5.409	2.478	- 1.143	.198	1.789	156.5	- 1.537	-.75	-.22	-.22	.098	.89	.406
Ca	2 859	75 830	26 031	2 493	22 571	86.7	21 071	30 990	1.17	.02	.213	1.93	.001
In(Ca/K)	- 2.626	2.569	-.228	.144	1.304	572.3	-.514	.059	.2	-.92	.068	.61	.849
Na	15 283	66 400	36 405	1 135	10 258	28.2	34 145	38 665	.47	.33	.09	.81	.522
In(Na/K)	-.362	1.439	.425	.048	.437	102.9	.329	.521	.44	-.41	.086	.78	.578
K	5 562	46 325	25 977	1 313	11 886	45.6	23 366	28 589	.05	-1.19	.088	.79	.554
In(K/K)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	240	23 620	5 435	681	6 164	113.4	4 081	6 790	1.71	1.56	.321	2.9	.0
In(Ti/K)	- 5.127	.999	- 1.97	.153	1.379	70.0	- 2.273	- 1.667	.13	-.19	.103	.93	.348
P	87	5 762	1 175	152	1 373	116.9	873	1 476	2.0	2.9	.331	3.0	.0
In(P/K)	- 6.16	-.859	- 3.491	.144	1.308	37.5	- 3.778	- 3.203	.33	-.59	.1	.9	.389
Mn	77	3 468	900	85	796	85.4	731	1 069	1.89	3.99	.196	1.77	.004
In(Mn/K)	- 6.246	- 1.384	- 3.581	.106	.961	26.8	- 3.792	- 3.37	-.21	-.04	.041	.37	.999

Tab« 4.4.2.1.a: Verteilungsrelevante Parameter der 10(9) Variablen für den Datensatz mit 82 Proben

Min(x) = Minimalwert der Variablen	lim(x) = Vertrauensgrenzen für x, Signifikanzniveau $\alpha = .05$
Max(x) = Maximalwert d. V.	γ_2 = Schiefe der Variablenverteilung
x = Mittelwert d. V.	γ_4 = Wölbung der Variablenverteilung
s- = Standardfehler d. V.	Δ = max. abs. Diff. zwischen f(x) und $\Phi(x)$ (s.Kap.4.3.3)
s^x = Standardabweichung d. V.	Z = Kolmogoroff-Smirnow Zufallsvariable (s.Kap.4.3.3)
v = Variationskoeffizient d. V.	P = Wahrscheinlichkeitsdichte für Z

Tab. 4.4.2.1a: Relevant distribution Parameter of the 10(9) variables for the dataset including 82 samples

Min(x) = minimumvalue of variable	lim(x) = confidence limits of x, level of signif. $\alpha = .05$
Max(x) = maximumvalue of v.	γ_2 = skewness of variable distribution
x = mean of v.	γ_4 = excess of variable distribution
s- = Standard error of v.	Δ = max. abs. diff. between f(x) and $\Phi(x)$ (s.chap.4.3.3)
s^x = Standard deviation of v.	Z = Kolmogoroff-Smirnow random variable (s.chap.4.3.3)
v = percentage relative error of v.	P = probability density of Z

auch ppm-Werten gegenläufigen Verteilungstrend» d.h. "negative" Korrelation Im Probensatz zeigen» ferner das Divisorelement Pb (ppm) "positiv" mit Si (ppm) bzw. "negativ" mit Mg (ppm) korreliert» daß eine positive Korrelation zwischen In(Si/Pb) und In(Mg/Pb) dann entsteht» wenn die Summe aller Verhältnisse von Mg (ppm) zu Pb (ppm) der Summeder Verhältnisse von Si (ppm) zu Mg (ppm) vom Betrag her ähnlicher ist als die Summeder Verhältnisse zwischen Si (ppm) und Pb (ppm). Mit anderen Worten» die Steigung der Regressionsgeraden zwischen den Primärvariablen ist hier von Bedeutung. Diese hängt aber u.a. davon ab» welchen geochemischen Charakter das Divisorelement hat: ob es basaltophil» granitophil oder eher neutral» d.h. intermediär ist. Das hier gewählte Divisorelement Pb hat nach BAUMANN& TISCHENDORF(1976) mäßig granitophilen Charakter und ist somit dem Si vergleichbarer als dem Mg. Es würde bedeuten» Über den gesetzten Rahmenhinauszugehen» wollte man hier näher auf die theoretische Seite der Problematik eingehen.

Aufgrund des fehlenden mathematischen Sinnes der Primärkorrelationen ist der Vergleich beider Korrelationstypen logischerweise eine ausschließlich theoretische Beschäftigung. Von höherem Interesse ist aber die Frage nach der geologischen Bedeutung der neu entstandenen Korrelationen. Obwohl aufgrund der limitierten geochemischen Probenzahl» von zudem unterschiedlichen Gesteinstypen» keine eindeutigen oder gar allgemeingültigen Resultate zu erwarten waren» ergeben sich Korrelationstrends» die geologisch interpretierbar scheinen.

In selektiver Form gibt Tab. 4X2.3 für den 57-er Datensatz pro Variable die drei höchsten positiven und» sofern vorhanden» die drei höchsten negativen Korrelationen sowie die Nu11-Korrelation. Desgleichen

	Min(x)	Max(x)	\bar{x}	s_x	s	v	lim(x)		γ_3	γ_4	Kolm.	Smir.	Test
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	%	- (ppm)	+ (ppm)			A	Z	P
Si	198 411	366 208	292 545	6 665	50 322	17.2	279 193	305 897	- .7	- .82	.168	1.27	.008
In(Si/Pb)	8.631	10.69	9.769	.078	.597	6.1	9.611	9.925	- .1	-1.11	.125	.95	.332
Al	56 794	98 714	78 836	1 346	10 156	12.9	76 139	81 534	- .4	- .28	.092	.7	.716
In(Al/Pb)	7.319	9.66	8.464	.086	.651	7.7	8.291	8.637	.2	-1.13	.108	.81	.523
Fe	5 804	100 070	38 458	3 747	28 286	73.6	30 953	45 963	1.03	- .32	.2	1.51	.021
In(Fe/Pb)	5.261	9.904	7.496	.167	1.259	16.8	7.162	7.83	.54	- .75	.139	1.05	.221
Mg	422	93 481	16 740	3 187	24 060	143.7	10 356	23 124	2.07	3.32	.276	2.09	.0
In(Mg/Pb)	2.238	9.736	6.082	.241	1.817	29.9	5.6	6.564	.43	- .39	.131	.99	.283
Ca	2 859	75 830	27 936	3 191	24 088	86.2	21 545	34 327	1.04	- .45	.203	1.53	.018
Iri(Ca/Pb)	4.291	9.583	7.062	.189	1.425	20.2	6.684	7.44	.38	- .39	.123	.93	.349
Na	15 283	58 529	34 210	1 189	8 975	26.2	31 829	36 591	.2	.18	.082	.62	.834
In(Na/Pb)	6.561	8.711	7.601	.078	.586	7.7	7.446	7.757	.21	-1.06	.131	.99	.286
K	5 562	46 325	24 979	1 643	12 407	49.7	21 687	28 271	.15	-1.29	.116	.87	.431
In(K/Pb)	6.007	8.628	7.176	.073	.552	7.7	7.03	7.323	.64	.24	.141	1.06	.208
Ti	300	23 620	5 859	927	7 000	119.5	4 001	7 716	1.45	.45	.335	2.53	.0
In(Ti/Pb)	1.897	8.46	5.252	.221	1.669	31.8	4.809	5.695	.47	- .54	.152	1.15	.143
P	87	5 762	1 343	211	1 596	118.9	919	1 766	1.51	.98	.307	2.32	.0
In(P/Pb)	.777	6.867	3.747	.221	1.668	44.5	3.305	4.19	.43	- .71	.116	.89	.425
Mn	77	3 486	931	116	875	94.0	699	1 163	1.66	2.63	.18	1.36	.049
In(Mn/Pb)	1.299	6.077	3.557	.176	1.329	37.4	3.205	3.91	.27	-1.19	.136	1.02	.247
Sc	0	25	7.1	.88	6.6	92.9	5.4	8.9	1.32	.74	.187	1.41	.038
In(Sc/Pb)	- 3.85	1.609	- 1.274	.194	1.461	114.7	- 1.661	- .886	.22	- .79	.095	.72	.68
Cu	1	113	26.2	4.3	32.5	124.0	17.6	34.9	1.5	.77	.354	2.68	.0
In(Cu/Pb)	- 3.296	2.996	- .227	.224	1.69	745.5	- .675	.222	.59	- .56	.179	1.35	.052
Zn	5	496	91.4	12.1	91.2	99.9	67.2	115.6	2.94	10.65	.208	1.57	.015
In(Zn/Pb)	- .788	3.235	1.356	.156	1.178	86.9	1.044	1.669	.11	-1.39	.14	1.05	.216
Ga	16	48	22.8	.9	6.8	29.8	21.0	24.6	2.2	5.31	.201	1.52	.002
In(Ga/Pb)	- 1.034	1.974	.291	.092	.695	239.3	.106	.475	.29	- .81	.123	.93	.358
Rb	5	329	83.8	10.7	80.4	95.9	62.5	105.1	1.76	2.58	.189	1.42	.035
In(Rb/Pb)	- .693	2.325	1.217	.09	.678	55.7	.038	1.397	- .5	.26	.113	.86	.456
Sr	24	1 286	559	47.7	360	64.4	464	655	.25	- .78	.081	.61	.845
In(Sr/Pb)	- .588	5.525	3.157	.195	1.474	46.7	2.766	3.548	- .57	- .02	.093	.7	.715
Y	0	106	25.2	2.8	21.5	85.0	19.6	30.6	1.95	5.02	.134	1.01	.258
In(Y/Pb)	- 3.045	1.917	.063	.16	1.207	1900	- .257	.384	- .33	- .49	.099	.75	.628
Zr	0	3 139	390	84.4	637	163.5	221	559	3.19	10.39	.391	2.95	.0
In(Zr/Pb)	- 3.045	4.422	2.488	.164	1.241	49.9	2.158	2.817	-1.36	5.57	.109	.82	1.511
Nb	3	617	70.5	16.2	122	173.3	38.1	102.9	3.4	12.5	.29	2.19	.0
In(Nb/Pb)	- 1.946	2.879	.495	.211	1.59	321.4	.073	.917	.16	-1.56	.109	1.24	.093
Cs	0	7	.63	.19	1.4	227.2	.25	1.01	3.05	9.74	.389	2.94	.0
In(Cs/Pb)	- 3.807	- 1.609	- 2.654	.085	.645	24.3	- 2.823	- 2.481	- .06	-1.16	.098	.74	.651
Ba	83	2 579	820	69.0	521	63.6	681	958	.94	1.17	.112	.85	.47
In(Ba/Pb)	.612	5.066	3.665	.133	1.004	27.4	3.398	3.931	-1.35	1.57	.157	1.18	.122
Hf	2	62	8.6	1.6	11.9	137.6	5.5	11.8	3.37	11.84	.362	2.73	.0
In(Hf/Pb)	- 2.89	.738	- 1.071	.128	.967	90.3	- 1.328	- .815	.07	-1.28	.11	.83	.499
Ta	0	42	5.1	.97	7.3	144.4	3.1	7.0	4.04	17.46	.345	2.61	.0
In(Ta/Pb)	- 3.296	.0	- 1.595	.132	.995	62.4	- 1.859	- 1.331	- .12	-1.17	.107	.81	.531
Pb	5	47	20.4	1.7	12.6	61.9	17.0	23.7	.61	- .17	.142	1.07	.2
In(Pb/Pb)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	0	86	13.8	2.2	16.8	121.4	9.4	18.3	2.9	9.82	.227	1.71	.006
In(Th/Pb)	- 3.045	.604	- .731	.125	.941	128.8	- .981	- .481	- .8	- .22	.195	1.47	.026
U	0	22	3.7	.64	4.8	129.5	2.4	5.0	2.39	6.05	.27	2.04	.0
In(U/Pb)	- 3.738	- .523	- 1.947	.108	.816	41.9	- 2.164	- 1.731	- .26	- .93	.135	1.02	.253

Tab. 4.4.2.1b: Verteilungsrelevante Parameter der 26(25) Variablen für den Datensatz mit 57 Proben (Parameterspezifizierung siehe Tab. 4.4.2.1a!).

Tab. 4.4.2.1b: Relevant distribution parameter of the 26(25) variables for the dataset including 57 samples (parameterspecification, see tab. 4.4.2.1a!).

Tab* 4.4*2.2: Matrix der Korrelationskoeffizienten für den Datensatz mit 82 Proben und 9 bzw. 10 Variablen (A) sowie für den Datensatz mit 57 Proben und 25 bzw. 26 Variablen (B). Jeweils rechte obere Hälfte ist berechnet mit den Oxid-Werten (A) bzw. ppm-Werten (B); jeweils linke untere Hälfte ist berechnet mit den Logarithmen nach der ln-Rat 10 Transformation. Werte in Klammern stehen für die Annahme der Nullhypothese: es besteht kein statistischer Zusammenhang, d.h. unkorreliert (kritischer r_a -Wert: 0.220 bei $\alpha = 0.05$).

Tab. 4.4.2.2: Matrix of correlation coefficients in favour of dataset including 82 samples with 9 resp. 10 variables (A) and of dataset including 57 samples with 25 resp. 26 variables (B). In each case right upper half is computed with respect of oxide-values (A) and ppm-values (B), respectively; in each case left lower half is computed using logarithms generated by ln-ratio Transformation. Values in parenthesis represent acceptance of null hypotheses: there is no statistical connection, i.e. uncorrelated (critical r_Q -value: 0.220 for $\alpha = 0.05$).

82 Proben	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO		
ln(Al/K)	.921	-.951	-.782	-.828	(.181)	.301	-.848	-.797	-.504	SiO ₂	
ln(Fe/K)	.538	.748	-.481	-.358	.737	.385	-.321	-.470	-.333	Al ₂ O ₃	
ln(Mg/K)	.593	.766	.865	.862	-.332	-.411	.884	.784	.383	Fe ₂ O ₃	
ln(Ca/K)	.730	.864	.855	.907	.855	-.565	-.569	.746	.672	MgO	
ln(Na/K)	.837	.901	.594	.568	.684	-.608	-.669	.874	.830	(.108)	CaO
ln(K/K)	-	-	-	-	-	.567	-.454	-.429	.296	Na ₂ O	
ln(Ti/K)	.520	.696	.928	.887	.865	.512	-	-.449	-.397	.313	K ₂ O
ln(P/K)	.476	.665	.844	.869	.888	.450	-	.926	.933	(.202)	TiO ₂
ln(Mn/K)	(.154)	.432	.806	.625	.528	.310	-	.677	.7631	(.179)	P ₂ O ₅
	ln(Si/K)	ln(Al/K)	ln(Fe/K)	ln(Mg/K)	ln(Ca/K)	ln(Na/K)	ln(K /K)	ln(Ti/K)	ln(P /K)		A
57 Proben	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	p	Mn		
ln(Al/Pb)	.952	-.972	-.793	-.864	.382	.273	-.879	-.852	-.494	Si	
ln(Fe/Pb)	.741	.871	-.303	-.608	-.424	.744	.441	-.373	-.280	.319	Al
ln(Mg/Pb)	.690	.759	.885	.861	.912	-.537	-.337	.912	.847	.400	Fe
ln(Ca/Pb)	.766	.840	.899	.957	.870	-.712	-.639	.908	.870	(.173)	Mg
ln(Na/Pb)	.915	.953	.757	.591	.684	-.583	-.559	-.577	(.250)	.370	Ca
ln(K/Pb)	.537	.619	.554	.285	.318	.7662	-.418	-.381	.370	(.192)	Na
ln(Ti/Pb)	.764	.852	.943	.923	.922	.731	.7544	.948	(.163)	.743	K
ln(P/Pb)	.693	.805	.912	.921	.918	.679	.520	.7966	.736	(.192)	Ti
ln(Mn/Pb)	.509	.696	.871	.627	.615	.635	.667	.743	.736	(.163)	P
	ln(Si/Pb)	ln(Al/Pb)	ln(Fe/Pb)	ln(Mg/Pb)	ln(Ca/Pb)	ln(Na/Pb)	ln(K /Pb)	ln(Ti/Pb)	ln(P /Pb)		B

in direkter Gegenüberstellung, getrennt nach Gesteinstypus: Metamorphite, Intrusiva, Extrusiva. Auf Basis der schon erwähnten geochemischen Gliederung der Elemente von BAUMANN & TISCHENDORF (1976) in granitophil, intermediär, basaltophil und sedimentär werden für den gesamten 57-er Datensatz folgende Trends ersichtlich:

- 1) Die granitophilen Elemente Rb, Th und U sind mit den Haupterde-Elementen - Ausnahme K - unabhängig von deren Charakter sowie mit basaltophilen Spurenelementen unkorreliert.
- 2) Granitophile Elemente zeigen durch ihre numerisch vergleichsweise kleinen maximalen positiven Korrelationen den am geringsten entwickelten aber doch wahrzunehmenden Trend. Häufig sind positive Korrelationen mit intermediären Elementen.
- 3) Das sedimentäre Ga verhält sich eher gemäß dem granitophilen Trend.
- 4) Alle basaltophilen Elemente zeigen erwartungsgemäß in der Regel untereinander ihre höchsten positiven Korrelationen.
- 5) Die intermediären Elemente Ba, Sr und P zeichnen sich eher durch basaltophiles als durch typspezifisches Verhalten aus.
- 6) Intermediäre Elemente korrelieren am häufigsten hoch positiv mit ebenfalls intermediären, daneben mit granitophilen* selten mit basaltophilen Elementen. Unkorreliertes oder negativ korreliertes Verhalten ist kaum bzw. gar nicht entwickelt.
- 7) Negative Korrelationen sind ausgesprochen selten und wenn vorhanden* dann schwach entwickelt. Aus geochemischer Sicht sind sie aber signifikant.

Der Vergleich mit den Verhältnissen in den einzelnen Gesteinsgruppen zeigt zwar eine Verwischung, aber generelle Bestätigung dieser Trends. Er offenbart aber auch deutlich gruppenspezifische Korrelationen.

Es stellt sich bei den Extrusiva die hervorragende Rolle von Zr heraus, das mit sehr vielen basaltophilen Elementen sowie Si und Al deutlich negativ korreliert ist. Bei den Intrusivgesteinen dagegen

	höchste positive Corr.	höchste negative Corr.	unkorreliert	höchste positive Corr.	höchste negative Corr.	unkorreliert
57 Problem, $r_a = 30.260$	Na Ga .95, .92, .88	Rb Th U		Ca U Mg Sr, Cu, Ba, Th		
Si Ga .95, .95, .94	Rb Th U		Rb Th U Mg, Ca, Sr, Cu, Cs			
Sc P .94, .92, .91	Rb Th U		Rb Th Cs Nb, U			
Ti P .96, .92, .92	Rb Th U		Ta Ga K Y, Hf, Sr, Mn, Zn, Al, Nb, Cs			
Ti Cu .95, .92, .92	Rb Th U		Ta Ga K Zr, Y, Nb, Hf, Zn, Cs, Nb			
Ge Si .95, .92, .92	Rb Th U		Ma Ca Sr Th, U, Rb, Ba			
Mn Na .68, .67, .66	Rb Th U		Cu Sr U Mg, Ca, Ba, Sc			
Mg Ca .97, .92, .92	Rb Th U		Th Rb Cs U, Nb			
Fe Y .93, .87, .83	Ba		Cs Rb Th Nb, Y			
Ca Mg .92, .91, .91	Rb Th U		Th Mg Sr Ca, U, Rb, Cu, Ba			
Fe Ti .92, .91, .88	Rb Th U		Cs Nb Rb Th, Hf, K, Y, Ta			
Fe Cu .93, .89, .78	Rb Th U		K Ta Y Ga, Zr, Cs, Nb, Sr, Mn, Zn, Al, Zn			
Na Fe .94, .92, .88	Ba		Rb Sr Ca, Mg, U, Ba, Cs			
Nb K .74, .67, .64	Sr Ba		Mg Ca Sr U, Cu, Ba, Th			
Ba Mg .90, .88, .86	Rb Th U		Fe Ti P Zn, Sc, Al, Ba, Mn, Na			
Mn Zn .89, .83, .81	Rb Th U		Ta K Ga Zr, Sr, Hf, Nb, Y, Mn, Zn, Nb, Al, Cs			
Y Hf .81, .81, .78	Rb Th U		Ba Cu Mg U, Ca, Sc, P			
Hf Zr .89, .85, .81	Rb Th U		U Ca Sr Cu, Mg, Th, Cs, Ba, Rb			
Al Fe .86, .76, .74	Rb Th U		Ba Sc Cu P, U, Mg, Sr, Ca, Ti, Fe			
Ca Ti .88, .70, .69	Th U		U P Ti Sc, Cu, Fe, Ca, Ba, Zr, Th, Sr, Mg, Ta, Al, Zn			
Ta / Zr .85, .80, .78	Rb Th U		Hf Y K Ta, Th, Ga, Rb, U, Sr, Mn, Nb, Zr, Zn			
Hf Ga .80, .80, .74	Rb Th U		Ba U Mg Cu, Ca, Sr, Sc, P			
Nb U .74, .74, .67	Rb Th U		Sr Mg Ca U, Cu, Th, Sc			
Th Y .73, .67, .66	Rb Th U		Ti Zn Fe Al, Mn, P, Na, Sc, Ba, Sr, Ga, Zr, Ta, Cs			
	Rb Th U		Cs Hf Ta Zr, K, Ga, Y, Sr, Mn, Nb, Zn, Ba, Ti, Fe			

	höchste positive Corr.	höchste negative Corr.	unkorreliert	höchste positive Corr.	höchste negative Corr.	unkorreliert
58 Problem, $r_a = 30.487$	Na Al .99, .99, .97	Al Fe Ba .99, .96, .96		Ca U Mg Sr, Cu, Ba, Th		
Al Na .98, .98, .97	Al Fe Ba .99, .96, .96	Zr	Rb Th U Mg, Ca, Sr, Cu, Cs			
P Ti .91, .96, .94	Ca Ba Ti .99, .99, .99	Zr	Rb Th Cs Nb, U			
Ca Sr .95, .92, .83	Ca Mg Ba .97, .96, .94	Zr	Ta Ga K Y, Hf, Sr, Mn, Zn, Al, Nb, Cs			
Ma Sr .95, .94, .79	Fe Ba Ti .99, .99, .99	Zr Th	Ta Ga K Zr, Y, Nb, Hf, Zn, Cs, Nb			
Mg Si .91, .94, .98	Al Ga Si .95, .95, .92		Ma Ca Sr Th, U, Rb, Ba			
Sr Al .94, .94, .94	Na Ga Al .85, .73, .73		Cu Sr U Mg, Ca, Ba, Sc			
P Fe .91, .97, .96, .88	Ba Ca Fe .99, .99, .99	Zr Th	Th Rb Cs U, Nb			
Ti Fe .97, .96, .89	Ti Ca Ba .99, .96, .96	Zr Th	Cs Rb Th Nb, Y			
Al Na .98, .97, .96	Zn Y .97, .95, .93		Th Mg Sr Ca, U, Rb, Cu, Ba			
Fe P .91, .87, .87, .82	Fe Ca Ti .96, .95, .94	Zr Th	Cs Nb Rb Th, Hf, K, Y, Ta			
Ca Sr P .79, .79, .74	Ba Ti Fe .99, .99, .98	Zr	K Ta Y Ga, Zr, Cs, Nb, Sr, Mn, Zn, Al, Zn			
Al Si .95, .94, .92	Mn Y Ga .97, .97, .92		Rb Sr Ca, Mg, U, Ba, Cs			
Si Na .91, .99, .98, .96	Y Al Na .97, .96, .95		Mg Ca Sr U, Cu, Ba, Th			
Th Nb Y .93, .86, .74	Hf Zr Nb .88, .80, .78		Fe Ti P Zn, Sc, Al, Ba, Mn, Na			
Ca Mg Ba .94, .92, .81	Ca P Ba .96, .96, .97	Zr	Ta K Ga Zr, Sr, Hf, Nb, Y, Mn, Zn, Nb, Al, Cs			
Nb Ga Zr .93, .89, .87	Ca P Ba .96, .96, .97	Zr	Ba Cu Mg U, Ca, Sc, P			
Si Ga Na .94, .93, .92	Zn Ga Mn .97, .97, .95		U Ca Sr Cu, Mg, Th, Cs, Ba, Rb			
K Y Hf .94, .94, .87	Th Rb Hf .81, .80, .73		Ba Sc Cu P, U, Mg, Sr, Ca, Ti, Fe			
Hf Y Ga .71, .69, .62	Ta Hf Ba .99, .99, .99	Zr Th	U P Ti Sc, Cu, Fe, Ca, Ba, Zr, Th, Sr, Mg, Ta, Al, Zn			
Sr Mg P .91, .83, .82	Ti Ca Ba .99, .96, .96	Zr Th	Hf Y K Ta, Th, Ga, Rb, U, Sr, Mn, Nb, Zr, Zn			
Y Ga Nb .91, .91, .87	Zn Y .97, .95, .93		Ba U Mg Cu, Ca, Sr, Sc, P			
Ga Nb .92, .88, .88	Fe Ca Ti .96, .95, .94	Zr Th	Sr Mg Ca U, Cu, Th, Sc			
K Si Na .92, .88, .88	Ba Ti Fe .99, .99, .98	Zr	Ti Zn Fe Al, Mn, P, Na, Sc, Ba, Sr, Ga, Zr, Ta, Cs			
Rb U .93, .81, .72	Mn Y Ga .97, .97, .92		Cs Hf Ta Zr, K, Ga, Y, Sr, Mn, Nb, Zn, Ba, Ti, Fe			
Th Rb .81, .61	Hf Zr Nb .88, .80, .78					

EXTRUSIVUS, 18 Problem, $r_a = 30.427$

59 Problem, $r_a = 30.396$

60 Problem, $r_a = 30.396$

61 Problem, $r_a = 30.396$

62 Problem, $r_a = 30.396$

63 Problem, $r_a = 30.396$

64 Problem, $r_a = 30.396$

65 Problem, $r_a = 30.396$

66 Problem, $r_a = 30.396$

67 Problem, $r_a = 30.396$

68 Problem, $r_a = 30.396$

69 Problem, $r_a = 30.396$

70 Problem, $r_a = 30.396$

71 Problem, $r_a = 30.396$

72 Problem, $r_a = 30.396$

73 Problem, $r_a = 30.396$

74 Problem, $r_a = 30.396$

75 Problem, $r_a = 30.396$

76 Problem, $r_a = 30.396$

77 Problem, $r_a = 30.396$

78 Problem, $r_a = 30.396$

79 Problem, $r_a = 30.396$

80 Problem, $r_a = 30.396$

81 Problem, $r_a = 30.396$

82 Problem, $r_a = 30.396$

83 Problem, $r_a = 30.396$

84 Problem, $r_a = 30.396$

85 Problem, $r_a = 30.396$

86 Problem, $r_a = 30.396$

87 Problem, $r_a = 30.396$

88 Problem, $r_a = 30.396$

89 Problem, $r_a = 30.396$

90 Problem, $r_a = 30.396$

91 Problem, $r_a = 30.396$

92 Problem, $r_a = 30.396$

93 Problem, $r_a = 30.396$

94 Problem, $r_a = 30.396$

95 Problem, $r_a = 30.396$

96 Problem, $r_a = 30.396$

97 Problem, $r_a = 30.396$

98 Problem, $r_a = 30.396$

99 Problem, $r_a = 30.396$

100 Problem, $r_a = 30.396$

101 Problem, $r_a = 30.396$

102 Problem, $r_a = 30.396$

103 Problem, $r_a = 30.396$

104 Problem, $r_a = 30.396$

105 Problem, $r_a = 30.396$

106 Problem, $r_a = 30.396$

107 Problem, $r_a = 30.396$

108 Problem, $r_a = 30.396$

109 Problem, $r_a = 30.396$

110 Problem, $r_a = 30.396$

111 Problem, $r_a = 30.396$

112 Problem, $r_a = 30.396$

113 Problem, $r_a = 30.396$

114 Problem, $r_a = 30.396$

115 Problem, $r_a = 30.396$

116 Problem, $r_a = 30.396$

117 Problem, $r_a = 30.396$

118 Problem, $r_a = 30.396$

119 Problem, $r_a = 30.396$

120 Problem, $r_a = 30.396$

121 Problem, $r_a = 30.396$

122 Problem, $r_a = 30.396$

123 Problem, $r_a = 30.396$

124 Problem, $r_a = 30.396$

125 Problem, $r_a = 30.396$

126 Problem, $r_a = 30.396$

127 Problem, $r_a = 30.396$

128 Problem, $r_a = 30.396$

129 Problem, $r_a = 30.396$

130 Problem, $r_a = 30.396$

131 Problem, $r_a = 30.396$

132 Problem, $r_a = 30.396$

133 Problem, $r_a = 30.396$

134 Problem, $r_a = 30.396$

135 Problem, $r_a = 30.396$

136 Problem, $r_a = 30.396$

137 Problem, $r_a = 30.396$

138 Problem, $r_a = 30.396$

139 Problem, $r_a = 30.396$

140 Problem, $r_a = 30.396$

141 Problem, $r_a = 30.396$

142 Problem, $r_a = 30.396$

143 Problem, $r_a = 30.396$

144 Problem, $r_a = 30.396$

145 Problem, $r_a = 30.396$

146 Problem, $r_a = 30.396$

147 Problem, $r_a = 30.396$

148 Problem, $r_a = 30.396$

149 Problem, $r_a = 30.396$

150 Problem, $r_a = 30.396$

151 Problem, $r_a = 30.396$

152 Problem, $r_a = 30.396$

153 Problem, $r_a = 30.396$

154 Problem, $r_a = 30.396$

155 Problem, $r_a = 30.396$

156 Problem, $r_a = 30.396$

157 Problem, $r_a = 30.396$

158 Problem, $r_a = 30.396$

159 Problem, $r_a = 30.396$

160 Problem, $r_a = 30.396$

161 Problem, $r_a = 30.396$

162 Problem, $r_a = 30.396$

163 Problem, $r_a = 30.396$

164 Problem, $r_a = 30.396$

165 Problem, $r_a = 30.396$

166 Problem, $r_a = 30.396$

167 Problem, $r_a = 30.396$

168 Problem, $r_a = 30.396$

169 Problem, $r_a = 30.396$

170 Problem, $r_a = 30.396$

171 Problem, $r_a = 30.396$

172 Problem, $r_a = 30.396$

173 Problem, $r_a = 30.396$

174 Problem, $r_a = 30.396$

175 Problem, $r_a = 30.396$

176 Problem, $r_a = 30.396$

177 Problem, $r_a = 30.396$

178 Problem, $r_a = 30.396$

179 Problem, $r_a = 30.396$

180 Problem, $r_a = 30.396$

181 Problem, $r_a = 30.396$

182 Problem, $r_a = 30.396$

183 Problem, $r_a = 30.396$

184 Problem, $r_a = 30.396$

185 Problem, $r_a = 30.396$

186 Problem, $r_a = 30.396$

187 Problem, $r_a = 30.396$

188 Problem, $r_a = 30.396$

189 Problem, $r_a = 30.396$

190 Problem, $r_a = 30.396$

191 Problem, $r_a = 30.396$

192 Problem, $r_a = 30.396$

193 Problem, $r_a = 30.396$

194 Problem, $r_a = 30.396$

195 Problem, $r_a = 30.396$

196 Problem, $r_a = 30.396$

197 Problem, $r_a = 30.396$

198 Problem, $r_a = 30.396$

199 Problem, $r_a = 30.396$

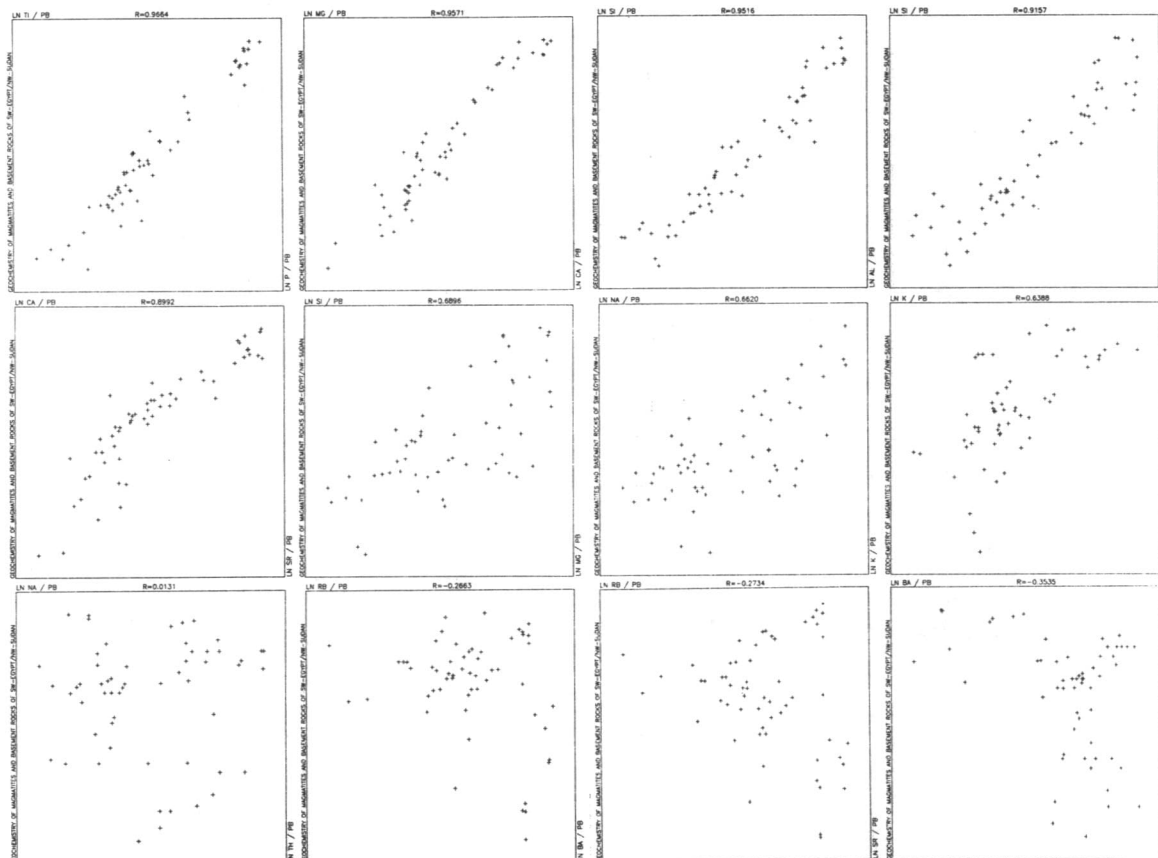
200 Problem, $r_a = 30.396$

Tab. 4.4.2.3: Korrelation der Variablen Intx / Pb), 1 = Si, Al, U, r = Signifikanzschwelenwert mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit = 0.05; unkorrelierte Variable sind gestrichelt mit Null-Konvergenz des Koeffizienten von rechts nach links. O = Granitophille, □ = basaltophille, I = basaltophill/Intermediäre und ZZ - sedimentophille Variablen (nach BAUMANN4 TISCHENDORF, 1976).

Tab. 4.4.2.3: Correlation between Intx / Pb), 1 = Si, Al, U, r = significant threshold value at a level of significance = 0.05, uncorrelated variables are listed with zero convergence of coefficient from right to left hand side. O = granitophille, □ = basaltophille, I = basaltophille/intermediate and ZZ - sedimentophille variables (after BAUMANN4 TISCHENDORF, 1976).

Ahh. 4.4.2.1: Ausgewählte Beispiele von positiven, Null- und negativen Korrelationen zwischen einigen Variablen des 57-er Datensatzes. Signifikanzschwellenwert $r_a = +/-0.26$ bei $\alpha = 0.05$, vergl. a. Tab. 4.4.2.2 und 4.4.2.3.

Fig. 4.4.2.1: Selected examples of positiv, null, and negative correlations between some varibles of data set with 57 samples. S1gnifnifcant treshhold value $r_a = +/-0.26$ ata= 0.05, compare as well tab. 4.4.2.2 and 4.4.2.3.



verdeutlicht sich die gegenläufige Wechselbeziehung der Elementgruppe Mg, Ca, Sr (Ba) gegenüber Rb, Th, U. Amverschwonnensten sind die Verhältnisse in der Gruppe der Metamorphite. Die Korrelationskoeffizienten sind im Mittel niedriger, und ausgeprägte negative Korrelationen sind nicht vorhanden. Besonders K zeigt ein Indifferentes und somit nicht Interpretierbares Verhalten.

Aufgrund mancher Mehrdeutigkeiten und Widersprüchlichkeiten ist abschließend die Frage nach dem Typ der Korrelation zu stellen. Zweck der In-Ratio Transformation ist es, die formalen Korrelationen zu umgehen. Daher kann dieser Korrelationstyp hier von vornherein ausgeschlossen werden. Für die weitere Beurteilung ist eine graphische Veranschaulichung von Vorteil und deshalb für einige ausgewählte Elementpaare des 57-er Datensatzes in Abb. 4.4.2.1 gegeben. Die im Datensatz insgesamt höchste positive Korrelation zwischen P und Ti läßt andeutungsweise eine Dreiteilung der Datenpunkte erkennen, was den Verdacht einer Inhomogenitätskorrelation schürt. Betrachtet man jedoch diese Korrelation getrennt nach Gesteinstypen (Tab. 4.4.2.3), so ist ersichtlich, daß diese Korrelation weitgehend auch bei den Einzelbetrachtungen Bestand hat, eine Inhomogenitätskorrelation also auszuschließen ist. Die anderen gegebenen positiven Korrelationen lassen in dieser Richtung keinen Verdacht aufkommen. Obwohl wesentlich streuender, d.h. schwächer ausgeprägt, sind auch die negativen Korrelationen nicht diesem Typ zuzuordnen. Es verbleiben also demnach die auf tatsächliche Abhängigkeit hinweisende **kausale Korrelation** und die **Gemeinsamkeitskorrelation**, d.h. Korrelation zweier Variablen aufgrund einer kausalen Abhängigkeit gegenüber einer dritten. Letzteres läßt sich oft nicht ausschließen.

Wie sich gezeigt hat, ist zum weiteren Verständnis und zur Interpretation der Korrelationen die *HKA* ein wertvolles Hilfsmittel, so daß nun zu deren Resultaten überzugehen ist. Bei Diskussion der HK soll weiter auf die Korrelationen eingegangen werden. Das scheint besonders für die Metamorphite notwendig.

4.4.3 Die Hauptkomponenten und ihre petrologische Deutung

Wie gezeigt werden kann, ist mittels der Hauptkomponenten-Analyse (HKA) im vorliegenden Fall tatsächlich ein erheblicher Informationsgewinn zu erzielen gewesen. Es sind besonders die Faktorladungen, die weitgehenden Aufschluß über die Wechselbeziehungen der Variablen geben und so viele Korrelationen verständlich werden lassen.

Zunächst ist aber die Frage nach der **Informationsdichte**, die auf die ersten Hauptkomponenten (HK) vereint wird, von Bedeutung. Hierüber gibt Tab. 4.4.3.1 Aufschluß, die eine Zusammenfassung der jeweils ersten fünf Eigenwerte mit der ihnen eigenen Varianz pro Datensatz bzw. Gesteinsgruppe darstellt. Für beide Datensätze gilt, daß die auf die 1.HK entfallende Varianz nach der Datentransformation deutlich angehoben wird, die der 2.HK dagegen deutlich fällt. Der Nettoeffekt für die ersten beiden HK begünstigt in spürbarem Maße die transformierten Daten, um sich mit steigender Ordnungszahl der HK wieder anzugleichen. Auch die den beiden ersten HK immanente Varianz ist mit zusammen knapp 80% bei 25 Variablen im transformierten 57-er Datensatz als gut zu bezeichnen. Beim Vergleich dieses Zahlenwertes, getrennt nach Gesteinstyp (Tab. 4.4.2.1, 2.HK, 3. Spalte unten!), fällt sofort ins Auge, daß die Metamorphite aufgrund der recht niedrigen kumulativen Varianz der 1.HK+2.HK eine recht heterogene Gesteinsgruppe, insbesondere den Extrusiva gegenüber, darstellen. Folglich ist bei den Metamorphiten auch die Varianz der 3. und 4.HK mit 12% bzw. 7,4% noch recht hoch.

Der geochemische Sinn der HK erschließt sich erst bei Berücksichtigung der jeweiligen Ladungen. Für den **Datensatz mit 82 Proben und 9 Variablen** sind die errechneten **Ladungen der 1.HK bis 3.HK** in Form zweier X-Y-Diagramme abgetragen worden (Abb. 4.4.3.1). Bei Projektion der Variablen auf die 1.HK läßt sich für diese klar eine Verteilungslücke mit Si, Na, Mn einerseits und den restlichen Variablen andererseits erkennen. Unter Vereinfachung kann die Trennung der Variablen gemäß des Trends "basaltophil - granitophil" abgeleitet werden, mit Mn als Sonderfall. Durch die 2.HK ist aber der gegenläufige Trend von Mn zu Si und Na sofort evident. Gesteinsspezifisch zeigen nach WEDEPOHL (1978) S⁻-verarmte Gesteine deutlich höhere MnO-Gehalte. Die höchsten Werte werden dabei von alkalibetonen Gesteinsgruppen, wie Phonolithe, Basanite und Trachyte, sowie von deren intrusiven Äquivalenten angenommen. Wie der Elementcharakter verdeutlicht, sind aber auch basische Gesteine Mn-betont, so daß sich der gleichsinnige Trend in der 2.HK mit Fe, Ti, P und Mg erklärt. Das intermediäre Al nimmt entsprechend seinem Charakter eine Stellung zwischen granitischen und basischen Gesteinen ein.

Auch in der 3.HK bewahrt Mn seine hervorragende Bedeutung unter den neun Variablen dieses Datensatzes,

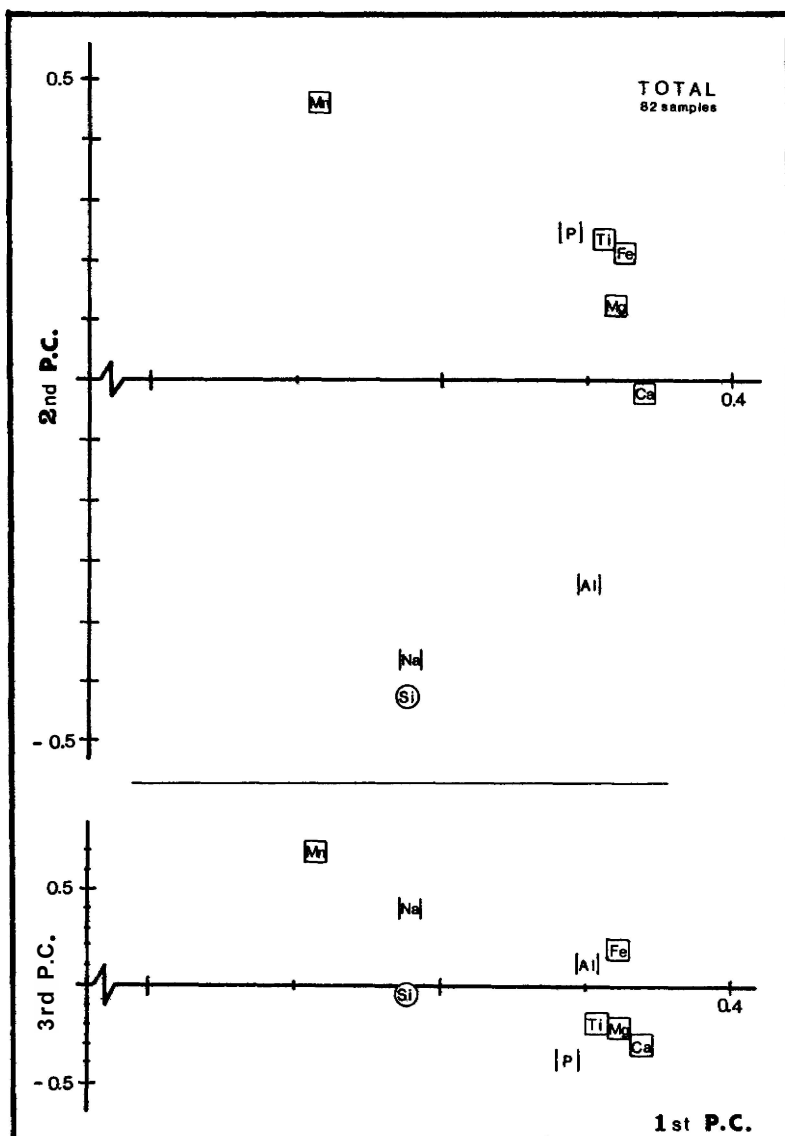
Hauptkomponente	1.			2.			3.			4.			5.		
	ev	v-%	cv-%	ev	v-%	cv-%	ev	v-%	cv-%	ev	v-%	cv-%	ev	v-%	cv-%
total ,82 Prob.,10 Var. Oxid-%	5.94	59.4	59.4	2.19	21.9	81.3	.70	7.0	88.3	.50	5.0	93.2	.29	2.9	96.1
total ,82 Prob., 9 Var. In(xi/K)	6.64	73.8	73.8	1.40	15.5	89.4	.50	5.6	94.9	.14	1.6	96.5	.12	1.3	97.8
total ,57 Prob.,26 Var. ppm	11.65	44.8	44.8	7.88	30.3	75.1	1.78	6.9	82.0	1.15	4.4	86.4	.81	3.1	89.5
total ,57 Prob.,25 Var. In(xi/Pb)	14.92	59.7	59.7	5.05	20.2	79.9	1.41	5.7	85.5	.99	4.0	89.5	.62	2.5	92.0
Metamorphite, 25 Var.	12.58	50.3	50.3	4.03	16.1	66.4	2.99	12.0	78.4	1.85	7.4	85.8	.98	3.9	89.9
Intrusiva, 25 Var.	13.94	55.8	55.8	7.84	31.4	87.1	1.39	5.5	92.7	.58	2.3	95.0	.39	1.6	96.5
Extrusiva, 25 Var.	16.23	64.9	64.9	6.1	24.4	89.3	1.1	4.5	93.9	.56	2.2	96.1	.44	1.8	97.9
18 Proben															

Tab. 4.4.3.1; ev: Eigenwert; v-%: immanente Varianz des Eigenwertes; cv-%: prozentuale kumulative Varianz.

Tab. 4.4.3.1; ev: eigenvalue; v-%: ev immanent percentage variance; cv-%: cumulative percentage variance.

Abb. 4.4.3.1: Faktorladungen der ersten zwei bzw. drei Hauptkomponenten für den 82-er Datensatz, O = granitophile, □ = basaltophile, II = Intermediäre Variable. Weiteres siehe Text.

Fig. 4.4.3.Lx Factor loadings of first two resp. three Principal components for dataset of 82 samples. O = granitophile, □ = basaltophile, II - Interm. variables. Further see text.



doch wird es von Na begleitet. Auch Al und Fe zeigen gleichsinniges, aber weit untergeordnetes Verhalten. Die überwiegend basaltophilen Elemente Mg, Ti, Ca und P entwickeln hier einen gegenläufigen Trend. Auffallend ist ferner die Neutralität von Si. Als Haupteffekt deutet sich die Verstärkung des alkallbetonten, Si(-verarmten trachytischen Trends an, wobei das Hauptgewicht hier auf einer Alkalibetonung (Na) liegt.

Die durch Abb. 4.4.3.1 verdeutlichten Variablenbeziehungen, die 94.9% der Gesamtvarianz (Tab. 4.4.3.1) repräsentieren, gestatten nun ein besseres Verständnis der dazugehörigen Korrelationen (Tab. 4.4.2.2A). So gehören die Korrelationen zwischen Si, Na, Al mit zu den höchsten im Variablen-

satz, wobei Na - Si schwächere Korrelation zeigen als Na - Al. Dieser Sachverhalt kann auf die Beziehung in der 3.HK zurückgeführt werden, in der sich Na und Al wie in der 2.HK erneut gleichsinnig verhalten, Si sich aber gegensinnig bzw. indifferent verhält. Das gegensinnige Na-Mn-Verhältnis in der 2.HK zusammen mit dem gleichsinnigen Verhältnis beider Variablen in der 3.HK schlägt sich in einer zwar niedrigen, aber noch vorhandenen positiven Korrelation nieder, völlig in Obereinstimmung mit der Wichtung, die in bezug auf die Varianz der 2.HK und der 3.HK zukommt (Tab. 4.4.3.1). Entsprechend sind die meisten anderen Korrelationen, wie z.B. die von Ti - P, zu erklären.

Regulativ für die Variablenbeziehungen ist die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine. Hierbei sind primär die gesteinsbildenden Komponenten Quarz, Feldspat, Glimmer und auch Amphibol, Pyroxen sowie Olivin von Bedeutung. Die Lage der Variablen Ca, Al, Na, Si im Diagramm der 1.HK vs. 2.HK läßt auf die Mischreihe der Plagioklase mit Zunahme der Ab-Komponente in quarzreichen (Si) Gesteinen schließen. In gegensinniger Richtung bei Zunahme der An-Komponente, nehmen dann auch die Ferromagnesiumsilikate zu und erlangen stärkeres Gewicht für das Variablenverhältnis der an mafischen Mineralen angereicherten, basischen Gesteine. Das Mn in syenitischen Gesteinen ist ebenfalls an Pyroxene und Amphibole, die in diesem Gesteinstyp stets Na-betont sind, sowie an Ilmenit und Titanit gebunden, wo es jedoch für Mg, Ca bzw. Fe²⁺ auftritt. Doch auch in den Feldspäten ist Mn bis zu 390ppm (WEDEPOHL, 1978) nachgewiesen worden, wobei Alk-Feldspäte deutlich geringere Mn-Gehalte (LOO ppm) zeigen. Die durch die 3.HK belegte Beziehung

der Variablen Mn und Na (sowie Al und Fe) kann so auf die Anreicherung von Na-Ferromagneslumsilikaten in dem an Alk-Feldspat reichen syenitischen Gesteinstypus zurückgeführt werden.

Als Fazit der HKA auf Basis von 9 Variablen und 82 Proben ergibt sich:

- 1) Der überwiegende Teil der Varianz im Datensatz beruht auf drei Trends der Differentiation:
 - a) basisch
 - b) SK₂-arm und alkalisch-intermediär,
 - c) schwach alkalisch und SiO₂-betont.
- 2) Die Trends a und b sind stärker entwickelt, abzuleiten an der Präsenz sowohl im I.HK vs. 2.HK- als auch im I.HK vs. 3.HK-Diagramm.
- 3) Der Trend c ergibt sich mehr als Konsequenz der Trends a und b denn als charakteristischer, gut definierter selbständiger Trend.
- 4) Darüber hinausgehende chemische Differenzierungen haben keine hinreichende Grundlage bei neun Variablen.

Die Faktorladungen für den mit 25 Variablen deutlich mehr Information enthaltenden 57-er Datensatz sind in Abb. 4.4.3.2 gegeben. Auch hier sind I.HK vs. 2.HK und I.HK vs. 3.HK abgetragen. Durch mehr

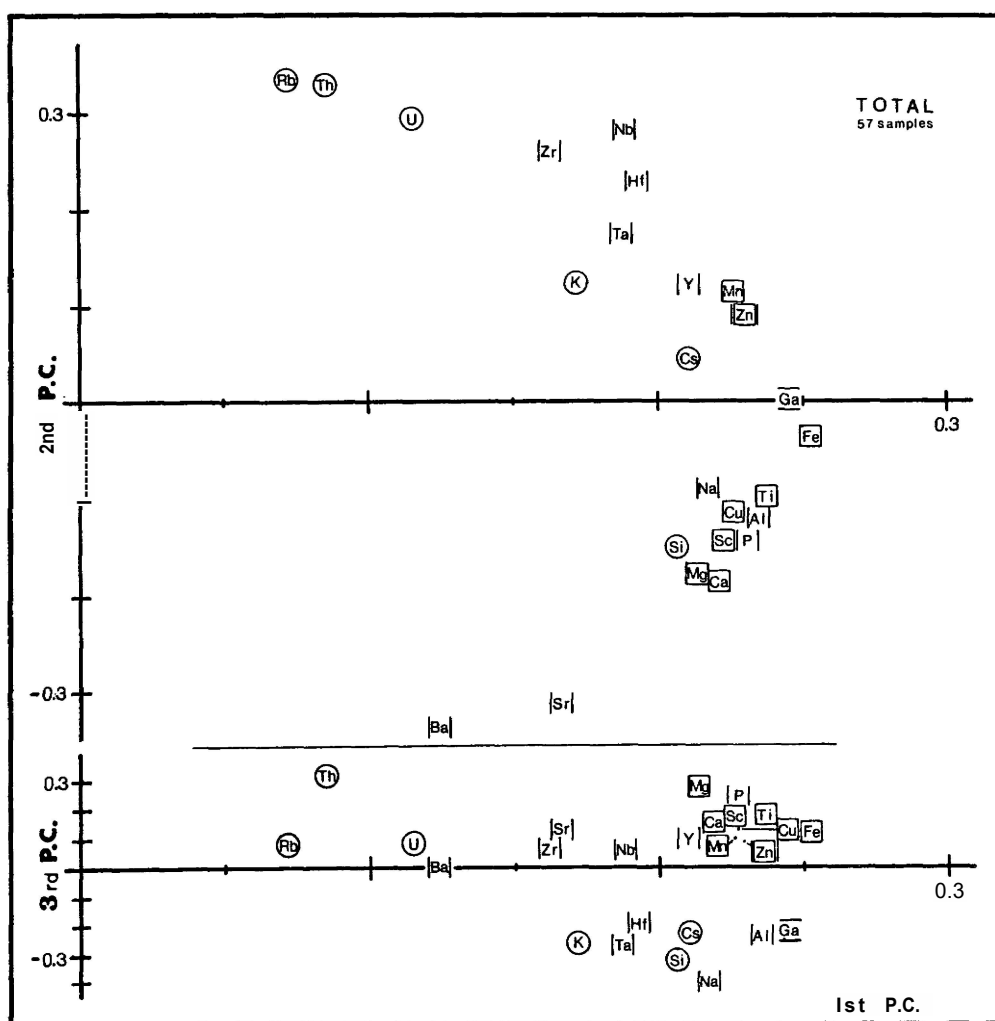


Abb. 4.4.3.2: Faktorladungen der ersten zwei bzw. drei Hauptkomponenten für den 57-er Datensatz. O = granitophile, □ = basaltophile, | = intermediäre, □ = basaltophile/intermediäre, — = sedimentophile Variable. Weiteres siehe Text.

Fig. 4.4.3.2: Factorloadings of the first two resp. three principal components for dataset including 57 samples. O = granitophile, □ = basaltophile, | = intermediate, □ = basaltophile/intermediate, — = sedimentophile variables. Further see text.

Variable gestützt, wird durch die knapp 60% der Gesamtvarianz repräsentierende 1.HK erneut ein **Haupttrend** deutlich, der **zwischen granitophilen und überwiegend basaltophilen Variablen** - mit einer intermediären Zwischengruppe - differenziert. Dabei sind die Übergänge weitgehend fließend, mit Ausnahmeder vornehmlich granitophilen Variablen Rb, Th, U, Ba, die sich leicht durch eine Verteilungslücke absetzt. Der durch die 2.HK, 20% der Gesamtvarianz verkörpernde nachfolgende Trend verdeutlicht in hervorragender Weise das gegensätzliche Verhalten von Rb, Th, U im Vergleich zu Ba und Sr. Ferner wird konformes Verhalten der intermediären Variablen Zr, Nb, Hf, Ta zueinander aber auch zu den granitophilen Rb, Th, U augenfällig. Ein dieses granitophil-intermediären Variablen gleichsinniges Verhalten zeigt darüber hinaus, unter erneuter Abschwächung der Affinität, die gemischte Variablen K, Y, Mn, Zn. Den Variablen Cs, Ga und Fe kommt offenbar keine Signifikanz in der 2.HK zu. Einen mit Ba und Sr gleichsinnigen Trend, zwar mit etwas geringerem Einfluß zeigt eine Gruppe von vornehmlich basaltophilen (z.B. Mg, Ca), aber auch intermediären Variablen (Al, Na, P). Auch das granitophile Sr fällt erstäunlicherweise in diese Gruppe und zeigt damit ein zunächst ungewöhnliches und unerwartetes Verhalten. Aus dieser Relation unmittelbar verständlich wird aber die in Tab. 4.4.2.2B ablesbare deutlich positive Korrelation zwischen den Variablen $\ln(Sr/Pb)$ und $\ln(Mg/Pb)$. Die Diskussion einer möglichen Ursache soll zunächst verschoben werden. Die durch die 2.HK wiedergegebene Varianz soll resümierend als **gegenläufiger Trend granitophil-alkalisch-intermediär zu intermediär-basaltophil** bezeichnet werden. Die größte Varianz und damit **der größte Einfluß kommt den Variablen Rb, Th, U, Ba, Sr und eingeschränkt auch Zr und Nb zu.**

In bezug auf den 82-er Datensatz ist es interessant festzustellen daß in dem 57-er Datensatz mit wesentlich mehr Variablen dem Mn keine bedeutende Rolle mehr zufällt.

Die der 3.HK immanente Varianz von 5% verdeutlicht die im Grunde vorhandene Affinität der basaltophilen Variablen zueinander und der Affinität von Si zu granitophilen und intermediären Variablen. Den meisten Variablen kommt hier aber keine bedeutungsvolle Rolle mehr zu, so auch u.a. Rb, U, Ba, Zr und Nb. Extremwerte nehmen einerseits nur Th und Mg und andererseits Na und Si ein. Ein Blick auf die Tab. 4.4.2.3 läßt jedoch erkennen, daß Th und Mg negativ korrelieren daher ein angezeigter gemeinsamer Trend zu schwach entwickelt ist und deshalb bedeutungslos bleibt oder möglicherweise zufällig ist. Die Trennung durch die 1.HK und 2.HK ist eindeutig dominant. Die Affinität von Na, Si und Al zueinander sowie zu den anderen Variablen dieser Gruppe ist dagegen durch positive Korrelationen (Tab. 4.4.2.3) weitgehend belegt. Zusammenfassend: Die Hauptbedeutung der 3.HK liegt in der **Konzentration der basaltophilen Variablen, der Differenzierung zwischen Rb und U relativ zu Th** und eines durch **Na bestimmten Alkali-Trends**, so daß von einer **Th-gegen-Rb und Mg-gegen-Na-Drift** gesprochen werden kann.

Aus methodischer Sicht erwähnenswert ist die Relation der Variablen Si und Ga. Auf Grundlage der in Abb. 4.4.3.2 wiedergegebenen 85,5% der Gesamtvarianz ist zwischen diesen beiden Variablen eine Affinität zwar gegeben, wirkt aber nicht sonderlich ausgeprägt. Die positive Korrelation zwischen beiden gehört aber mit zu den höchsten überhaupt vorhandenen. Ganz offenbar liegt hier ein Beispiel vor, in dem die besondere Affinität beider Variablen erst in den nicht dargestellten verbleibenden 14,5% der Gesamtvarianz voll zum Tragen kommt und/oder als Summesteten, schwach gleichsinnigen Verhaltens zu werten ist. Entsprechend sind auch manch andere Korrelationen in bezug auf die gegebenen HK-Diagramme zu bewerten.

Getrennt nach Gesteinsgruppen sollen auch wieder für den 57-er Datensatz die Relationen der Variablen auf das Verhalten der silikatischen Haupt- und Nebenminerale bezogen werden. Exotische Minerale sind aufgrund der mikroskopischen Arbeit nicht verbreitet und daher bedeutungslos. Vor allem für die Variablen Th und U kommen aber auch die mikroskopisch beobachteten Akzessorien Orthit, Epidot, Apatit, Zirkon und Titanit in Betracht die vereinzelt in der Lage sind, bis zu mehreren tausend ppm in ihr Gitter einzubauen. Bei den Nebengemengeteilen sind in Biotiten und Hornblende die höchsten U- und Th-Gehalte bis maximal 60 ppm nachgewiesen worden. Feldspäte und Quarz zeigen dagegen ganz geringe Gehalte bis maximal 10 ppm (WEDEPOHL, 1978). Wegen der geringen absoluten Menge an beiden Variablen im Datensatz ist jedoch die Offenlegung eindeutiger Relationen zu einzelnen MineralKomponenten nur eingeschränkt möglich.

Die anderen durch die Faktorladungen als bedeutend ausgewiesenen Variablen die durch die großen Kationen Rb, Ba und Sr definiert sind, weisen aus bisheriger geochemischer Kenntnis aufgrund sehr ähnlicher Ionenradien Affinität zu der durch K definierten Variablen auf. Auch zu Ca bestehen trotz etwas größerem Ionenradius deutliche Beziehungen. Die bedeutendsten K-Träger im Gestein sind Glimmer und Alk-

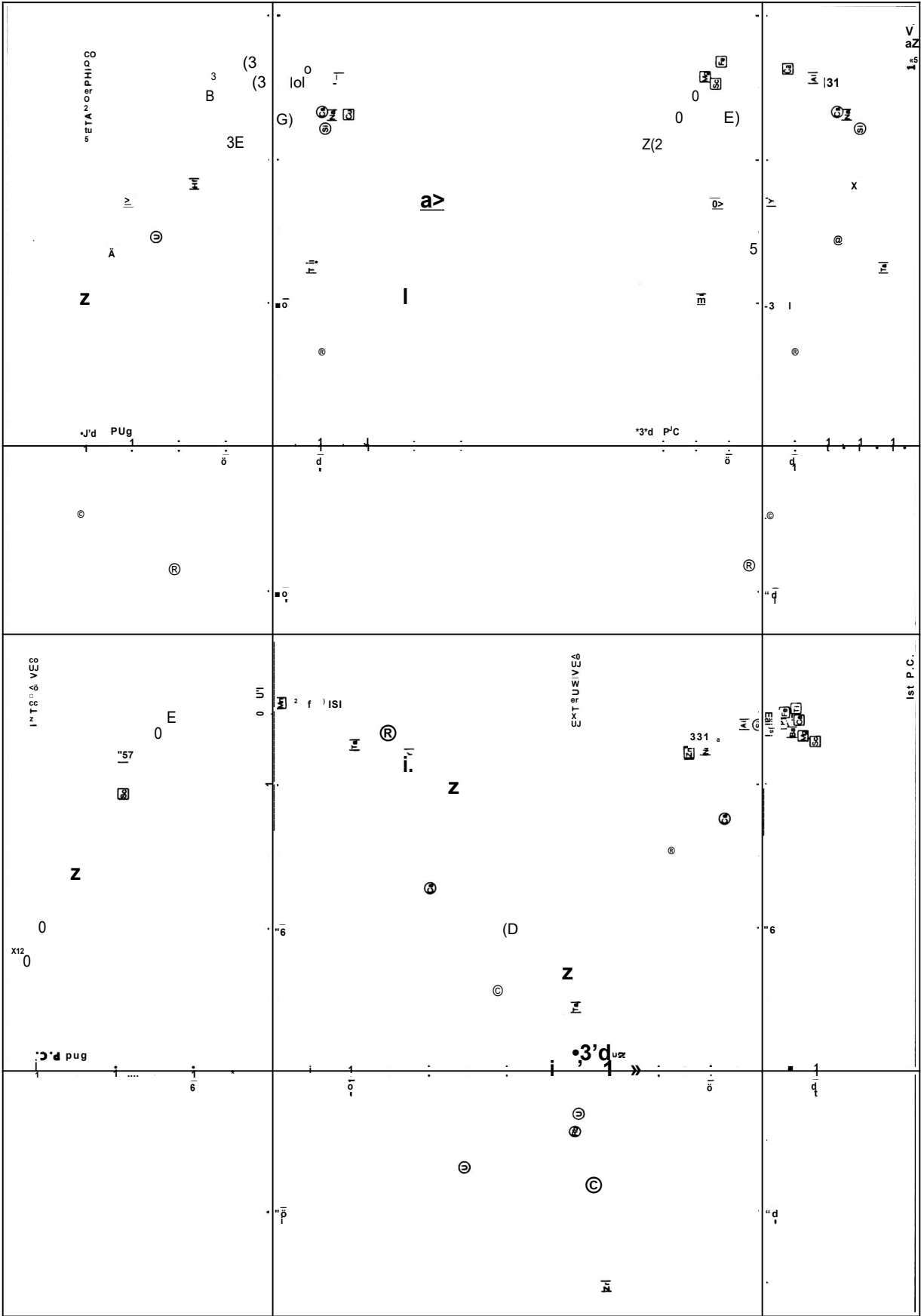


Abb. 4.4.3.3: Faktorladungen der ersten zwei bzw. drei Hauptkomponenten getrennt nach Gesteinsgruppen. Weiteres siehe Text.

Fig. 4.4.3.3: Factorloadings of first two resp. three principal components for each rock group separately. Further see text.

Feldspäte, während der wesentlichste Ca-Träger die An-Komponente im Plagioklas ist- Das eindeutig gegensätzliche Verhalten von Ba und Sr einerseits sowie Rb, Th und U andererseits belegen, daß im Probenmaterial keine einfache und eindeutige Beziehung zu K-Trägern besteht, sondern daß vielmehr Ca-Träger auch wesentlichen Einfluß haben müssen.

Zur besseren Beurteilung des Sachverhaltes ist es ratsam, den Datensatz getrennt nach seinen drei Hauptgesteinsgruppen zu betrachten. Die Abb. 4.4.3.3 zeigt die Faktorladungen getrennt nach den Gesteinsgruppen: Extrusiva, Intrusiva, Metamorphite. Konsequenterweise sind es wieder die genannten Variablen Rb, Th, U, Ba, Sr, die aus dem Rahmen fallen. In Abhängigkeit der Gesteinsgruppen ergeben sich aber gewisse Akzentverschiebungen: Bei den **Intrusivgesteinen wird die Beziehung zwischen Sr zu Ca und Mg evident**, auch U ist sehr bedeutsam; bei den **Extrusivgesteinen wird die besondere Rolle von Zr erkennbar**, wobei diese Variable deutliche Relationen zu Rb, Th, U sowie den intermediären Hf, Ta, Nb zeigt; bei den **Metamorphiten wird die Zwischenstellung von K in bezug auf Rb und Th einerseits und Ba und Sr andererseits** - mit Trend zu letzteren - ersichtlich.

Intrusiva:

Wie sich aus der Lage der Intrusiva im Diagramm I.HK vs. 2.HK (Abb 4.4.5.2) ergibt, rufen die Anreicherungen Biotit und Hornblende führenden Proben (Typen "gg" & "gp"), die allerdings auch deutlich Alk-Feldspat aufweisen können, die Affinität der Variablen Sr, Ca, Mg und Ba hervor. Zunächst erklärt die Paragenese Hornblende, Biotit, Plagioklas das assoziierte Verhalten von Mg und Ca. Sowohl Sr als auch Ba werden nach allgemeiner Erfahrung (WEDEPOHL, 1978) verstärkt in intermediären Plagioklasen (Oligoklas bis Labradorit) eingebaut, wobei die Verteilung von Sr zwischen Alk-Feldspat und Plagioklas in granodioritischem Material zugunsten des letzteren ausfällt, während für Ba das Umgekehrte gilt. Obwohl die Sr-Gehalte insgesamt wesentlich niedriger als bei den Feldspäten sind, weist Hornblende gegenüber Biotit höhere Sr-Werte auf. Auch hier gilt für Ba das umgekehrte Verhalten. Biotit weist meist höhere Ba-Gehalte als Plagioklas auf, Hornblende etwa gleiche wie Plagioklas (WEDEPOHL, ob.zit.). Folglich können die durch die Faktorladungen veranschaulichten hohen Korrelationen der vier Variablen (Tab. 4.4.2.1) bei den Intrusiva schematisch wie folgt mit den Mineralphasen in Zusammenhanggestellt werden:

Ba - alk-fsp, bio, plag, hbl
Sr - plag, alk-fsp, hbl
Ca - plag, hbl
Mg - hbl, b1o,

wobei die Minerale mit abnehmender Bedeutung zur Variablen gelistet sind.

Die zu Ba, Sr, Ca und Mg gegenläufigen Variablen Rb, Th, U, Nb lassen die bekannte Bindung an Alk-Feldspat bzw. Biotit erkennen, was sich mit der mineralogischen Zusammensetzung (Tab. A11d) der im I.HK vs. 2.HK-Streudiagramm (Abb. 4.4.5.2) in diesen Bereich fallenden Proben (Typ "gr") erklärt.

Der größte Teil der Variablen zeigt bei den Intrusiva ein als "sowohl-als-auch" zu bezeichnendes Verhalten, insbesondere Si, Al, Na, K, Mn, Zr und Ga. Doch scheint hier eine Überlagerung mit einem alk-feldspat-betonten, quarzarmen syenitischen Trend vorzuliegen (Typ "rc"). Nur so ist das Verhalten speziell von Si (Abb. 4.4.3.2) in bezug zur Probenlage (Abb. 4.4.5.2) zu verstehen.

Extrusiva:

Die im R1,R2-Diagramm eine alkalische Magmendifferentiation widerspiegelnden Extrusiva (Abb. 4.4.1.2, Trend III) zeigen durch ihre beiden ersten HK mit zwei Ausnahmen eine eindeutige Zweiteilung ihrer chemischen Komponenten. Signifikanter Einfluß kommt dabei den durch die intermediären Zr, Hf, Nb, Ta, sowie den durch die granitophilen Rb, Th, U definierten Variablen zu (Abb. 4.4.3.3). In Übereinstimmung mit den Korrelationen in dieser Gruppe (Tab. 4.4.2.1) ist die Variable Zr dominant. Die Ausnahmen der Zweiteilung bilden die granitophilen Variablen K und Cs, die eine zwar schwach entwickelte, aber doch erkennbare Zwischenstellung einnehmen.

Bedingt durch die fast absolute Gleichheit in Ionenradius und Wertigkeit ist das hoch korrelierte Verhalten von Zr und Hf eine bekannte geochemische Tatsache. Entsprechendes gilt für das Variablenpaar Nb und Ta. Auch **zwischen** den beiden Paaren besteht physikochemische Verwandtschaft und folglich korreliertes

Verhalten. Diese Tatsache wird bei den Extrusiva, undeutlicher aber auch im Gesamtdatensatz, eindeutig bestätigt. Im allgemeinen wie im speziellen bei den Vulkaniten wird diese Assoziation überlagert durch eine Affinität zu den Variablen Rb, Th, U. Die Lage der Vulkanite im HK-Diagramm läßt erkennen, daß die spezifische Faktorladung durch alkalibetonte und Foide führende Proben bedingt ist (Abb. 4.4.5. 1, Tab. A11f). Dabei sind die den alkalischen Charakter ausmachenden Minerale Pyroxene wie Ägirin und Ägirinaugit, Foide wie Nephelin, SodaUth und Analcim sowie Alk-Feldspat. In Spuren sind ferner Biotit und Rutil beobachtet worden. Die mikroskopische Arbeit hat jedoch bezeichnenderweise keinerlei Zirkon-Gehalte erkennen lassen. Letzteres kann nur so interpretiert werden, daß im speziellen Fall Zirkon als Hauptträger elementaren Zirkons ausscheidet. Zusammen mit Nb wird Zr gemeinsam mit den ihnen assoziierten Ta und Hf in Ägirin und Ägirinaugit im Gitter eingebaut (WEDEPOHL, ob.zit.). Die spezielle Konfiguration im Datensatz läßt darüber hinaus annehmen, daß dabei Ägirin stärker Zr und Ägirinaugit stärker Nb, Ta und Hf aufnimmt. Obwohl bisher im speziellen noch nicht bestimmt, belegt die allgemein zu beobachtende Konzentration an Nb, Ta, Zr und Hf in den hoch differenzierten nephel-in-syenitischen Magmatiten, daß besonders die Foide in der Lage sind, diese Elemente einzubauen. Nach Zirkon die höchsten Zr- aber auch Nb-Gehalte zeigen Akzessorien wie Magnetit, Ilmenit und Titanit. Es ist daher bezeichnend, daß neben nicht näher bestimmten Opakoiden anstelle von Titanit auch Rutil vereinzelt anzutreffen ist, und daß hier auch im Datensatz unter Umständen eine Beziehung besteht.

Die Beziehung zwischen Zr usw. zu Rb, Th, U ist zweifelsfrei durch den Alk-Feldspat, in minderer Bedeutung durch Biotit gegeben. In einem Fall (1-105) ist letzterer vermutlich ausschlaggebend für eine basaltophile Affinität unter sonstiger Beibehaltung der Alkalitendenz. Zusammenfassend kann auf Basis der Faktorladungen für die dominanten Variablen der einen **alkal in- intermediären Trend definierenden Vulkanite** folgende Variable-Mineralphasen-Beziehung aufgestellt werden:

Zr» Hf	-	Na-px, foid, (rut, mt, 11)
Nb, Ta	-	Na-px, foid» (rut, mt, 11)
Rb	-	alk-fsp, (b1o)
Th» U	-	alk-fsp» (bio).

Die Korrelationen zwischen einerseits Zr, Hf, Nb, Ta und andererseits Rb, Th, U offenbaren daher keinen kausalen mineralogischen Zusammenhang, es handelt sich vielmehr um eine Gemeinsamkeitskorrelation auf Basis eines Magmentypus.

Obwohl von den bearbeiteten Vulkaniten die verbleibenden ebenfalls alkalinen Charakter aufweisen, sind bei ihnen die basaltophilen Variablen prägend, wodurch sie als gesonderte Gruppe auffallen. Im Einklang mit entsprechenden Geländebeobachtungen ist bei ihnen - auch aufgrund der Faktorladungen - **eine Magmendifferentiation abzuleiten» die Initial subalkalin-basisch und final alkaln-basisch ist.** Das letzte Stadium wird durch die Variablen Zn, Y, Ga, (Al) und vor allem Na und Mn verdeutlicht. Mit Na zeigt die Variable K ihre höchste positive Korrelation (Tab. 4.4.Z.3).

Da mit einer Ausnahme hier die mineralogische Zusammensetzung nicht vorliegt, kann nur auf Basis der Normkomponentengeurteilt werden (Tab. A1V). Für die alkaln-basische Untergruppe der Proben ist eine deutliche Abnahme des normativen Olivins, eine leichte Abnahme des normativen Pyroxens, hingegen eine deutliche Zunahme der Normkomponenten Or und Ab bei etwaiger Konstanz von An und Ne gegenüber der subalkalin-basischen Untergruppe abzulesen. Bezüglich der tatsächlich beobachteten Mineralphasen Olivin, Pigeonit, Plagioklas und etwas Alk-Feldspat (1-29) kann gefolgert werden, daß im Rahmen der zu beobachtenden Magmendifferentiation vor allem Olivin, aber auch Pigeonit abnehmen, dagegen Alk-Feldspat bzw. die Ab-Komponente im Plagioklas zunehmen. Das Verhalten von Si ist durchweg bedeutungslos. Die Variablenkonfiguration im Ladungsdiagramm (Abb. 4.4.3.3) wird für diese Vulkanite gesteuert durch die Ferromagnesiumminerale einerseits und durch Alk-Feldspat andererseits.

Schließlich erklärt sich das Verhalten der Variablen K von selbst. Sie hat zwangsläufig Affinität sowohl zu den alkalisch-intermediären als auch zu den alkalisch-basischen Gesteinen.

Metamorphiter

Ist für die Intrusiva und Extrusiva die kumulative Varianz für die ersten beiden HK groß, so ist diese für die Gruppe der Metamorphite deutlich reduziert (Tab. 4.4.3.1). Dieser Sachverhalt schlägt sich in der

relativ großen Streuung der Variablen 1m Faktorladungsdigramm der 1.HK vs. 2.HK für diese Gesteinsgruppen nieder« Die zusätzliche Darstellung der 3.HK schien deshalb angebracht (Abb. 4.4.3. 3). Immerhin bleiben trotz dieser Erweiterung etwa 20% der Varianz durch die Diagramme unberücksichtigt. Es ist hierin ein weiteres Zeugnis für die komplexe polymetamorphe Entwicklungsgeschichte des Grundgebirges 1m Arbeitsgebiet zu sehen.

In Übereinstimmung mit den Verhältnissen bei den Intrusiva und Extrusiva sind es wieder vor allem die durch die großen Kationen Rb, Th, Sr definierten Variablen« denen eine besondere Stellung durch klar gegenläufiges Verhalten zukommt. Die Variable U fällt etwas aus der Rolle und gruppiert sich zu den intermediären Variablen Nb, Zr, Y, Hf. Durch eine geringe Verteilungslücke etwas abgesetzt von den bereits genannten Variablen« fallen in der 1.HK sämtliche basaltophilen Variablen auf deren äußersten rechten Seite zusammen. Begleitet werden sie dabei von den intermediären P, Al, Na, Ga und sogar dem granitophilen Sr. In der 2.HK ist bei dieser Gruppe eine größere Streuung abzulesen (Abb. 4.4.3.31). Die 3.HK konzentriert« mit Ausnahme von Ca« alle basaltophilen Variablen. Außerdem verdeutlicht sie die Affinität der intermediären Variablen Ba und Sr zu den basaltophilen Elementen. Auf dem eingeschränkten Varianzniveau von 12% (Tab. 4.4.3.11 weist die 3.HK ferner den Variablen P, Mn einerseits und Ta andererseits eine verstärkte Bedeutung zu.

Für die Beurteilung des Sachverhaltes in dieser Gruppe der Grundgebirgsgesteine ist in das Kalkül einzubeziehen« daß es sich vom petrographischen Geländebeobachtung her zwar aktuell um zwei zu trennende Gesteinsformationen handelt« die jedoch aufgrund deutlicher Überschneidungen in ihrer Hauptelementzusammensetzung und im Gefüge einer gemeinsamen Gesteinssequenz zu entstammen scheinen (Abs. 44.1). Daher ist die anderenorts von HEIER & THORESEN (1971) für eine vergleichbare Gesteinsfolge gemachte Annahme eines primär einheitlichen Gesteinszyklus mit abweichender Metamorphoseentwicklung auch hier wahrscheinlich.

Zur vollständigen Beurteilung der Sachlage scheint die Betonung einer seit längerem bekannten geochemischen Tatsache notwendig. In anderen Granulit-Amphibolit-Fazies-Gebieten ist weltweit eine Abnahme von Rb, Th, U und Cs und relative Betonung von Sr in Gesteinen mit einer metamorphen Kulmination in mittlerer bis hoher Granulit-Fazies (LAMBERT & HEIER, 1968; HEIER, 1973; HEIER & THORESEN, 1971) festgestellt worden. Darüber hinaus ist zu beobachten, daß beide Faziesstufen bei Verwandtschaft in ihren Hauptelementen sich sehr wohl in den genannten Spurenelementen unterscheiden können. Wenn Granulit-Fazies-Gesteine in ihrer Pauschalzusammensetzung aber stark abweichen, besteht meist eine Verwandtschaft auf Basis der Spurenelemente. An beiden Trends ändert eine spätere retrograde Überprägung nichts (HEIER & THORESEN, 1971:98). Von anderer Seite ist bekannt« daß auch Ba in Granuliten beträchtlich angereichert werden kann (SIGHINOLFI, 1971) und eine schwache positive Korrelation zu K besteht.

Mineralogischer Unterschied zwischen beiden Formationen im Arbeitsgebiet ist in aller Regel das Auftreten von Ortho- und Klinopyroxenen bzw. deren pseudomorphen Umwandlungsprodukten Antigorit, Mg-Chlorit, Talk, Anthophyllit und Aktinolith bei den Granuliten bzw. Granoblastiten« aber nicht bei den Anatexiten. Letztere haben im Mittel höher Alk-Feldspat-Gehalte und führen an Ferromagnesiumsilikaten Biotit, in Einzelfällen Hornblende und Klinopyroxen.

Ein Blick auf die Probenkonfiguration im 1.HK vs. 2.HK-Diagramm (Abb. 4.4.5.7) verdeutlicht aber, daß die Proben aus der Granoblastit-Formation sämtlich in der durch die Diagonale definierten rechten unteren Hälfte, die Proben aus der Anatexit-Formation sämtliche in der linken oberen Hälfte des Diagramms liegen. Eine Ausnahme stellen bezeichnenderweise die paläosomatischen Gesteine dar« die "sowohl-als-auch" vorkommen. Prinzipiell ist dieser Sachverhalt auch im Gesamtdiagramm vorhanden (Abb. 4.4.4.2). Insgesamt ist also eine Bestätigung der geschilderten geochemischen Sachlage feststellbar.

Unter Zusammenfassung der Fakten ergibt sich für die 1.HK folgende Bedeutung: Sie reflektiert die weltweit gemachte Beobachtung der Verarmung der Granulite (Unterkruste) an Rb und Th, im konkreten Fall jedoch nicht zweifelsfrei auch an U, mit deren Bindung an Biotit und Alk-Feldspat sowie deren Konzentration in den anatexitisch mobilisierten Gesteinen; sie reflektiert die Verarmung der beprobten Granoblastite an Biotit und deren Betonung an HP-HT-Ferromagnesiumsilikaten« ferner reflektiert sie den generellen Plagioklas-Quarz-Charakter der Granoblastite. Die Zwischenstellung von K in bezug auf Rb und Th, (U) sowie Ba ist einerseits mit dem gemeinsamen Einbau von K, Rb und Th (U) in Biotit und Alk-Feldspat, andererseits durch den gemeinsamen Einbau von K und Ba« das im Plagioklas Ca substituiert, in Alk-Feldspat und Plagioklas

klas zu erklären. Auch für das in Zwischenstellung zu findende Sr gilt sowohl die Diadochle mit K als auch die bei 1m offenbar stärker entwickelte Diadochle mit Ca. Da Plagioklas absolut gesehen als Hauptträger für Ca 1m Gestein in Frage kommt# ist die Substituierung von Ca durch Ba und Sr im wesentlichen auf ihn zu beziehen. Für ihn gilt# daß besonders Oligoklas und Andesin unter steigenden P-T-Bedingungen sowohl Ba (WEDEPOHL#1978:Tab. 56-D-2) wie auch Sr (LAMBERT & HEIER#1968:44) verstärkt für Ca einbauen.

Die 2. HK bestätigt nun die starke Bindung von Rb# Th sowie zusätzlich von Nb# Zr# Y und U an Biotit# die von Ba und Sr an Alk-Feldspat bzw. Plagioklas.

Die 3. HK reflektiert einen generellen Trend: basaltophil - granitophil# mit der Trennung der an Ferromagnesiumsilikaten reichen Gesteine inklusive Biotit und Akzessorien von den quarz- und feldspatreichen Gesteinen (Plag + Alk-Fsp).

Abschließend soll noch einmal auf die Verhältnisse im Sammeldiagramm der Faktorladungen zurückgekommen werden (Abb. 4.4.3.2). Das Problem der Affinität von den Variablen S1 und Mg ist dort vakant. Aus den nach Gesteinsgruppen getrennten Ausführungen läßt sich ableiten# daß hierfür die speziellen Verhältnisse bei den Vulkaniten und den Metamorphiten relevant sind. Bei den Vulkaniten ist der alkalintermediäre Trend so stark S1 abweisend# daß diese Variable passiv den beiden basischen Trends der 1. HK zugeordnet wird. Bei den Metamorphiten bedingt die primäre Paragenese Px+Qz+Plag bei den Granoblastiten eine aktive Affinität von Mg und Si. Gemeinsam schlagen diese Verhältnisse auf die Gesamtdatenstruktur durch.

Die in der 3. HK des Gesamtdiagramms auffallende Th-Mg-Relation zeichnet sich in der hier nicht dokumentierten 3. HK der Intrusiva ab# wo beide Variablen zu Rb# Sr# Ba und Ca schwache Affinität zeigen. Im allgemeinen könnte sich hier die Fähigkeit der Ferromagnesiumsilikate zum Feldspäten nachgeordneten# aber doch überdurchschnittlichen Einbau von Th dokumentieren.

4.4.4 Gruppierung nach dem Cluster-Verfahren

Nachdem durch die HKA die maßgeblichen Variablen sowie deren Beziehungen bekannt sind# kann nun im folgenden auf die darauf aufbauenden Gesteins-Cluster eingegangen werden.

Die Cluster-Ergebnisse sind weitgehend als X-Y-Streudiagramme der ersten drei HK graphisch dargestellt. Aufgrund der hervorragenden und weitgehend vollständigen Wiedergabe der den Daten immanenten Varianz erscheinen die HK zur Ergebnisdarstellung am geeignetsten. Zur umfassenden Veranschaulichung der Datenstruktur ist der "Minimum-Dendrit"¹¹ (minimum spanning tree) des HK-Streudiagramms ein geeignetes Mittel. Er ist die kürzeste resultierende Linie durch die Verbindung jeder Probe mit ihrem nächsten Nachbarn im n-dimensionalen Raum und ist als andere Darstellungsform des Dendrogramms aufzufassen. Für beide Datensätze sind entsprechende Graphiken wiedergegeben (Abb. 4.4.4.1 & 4.4.4.2 & 4.4.4.9). Aus diesen Abbildungen geht die spezifische Lage einer jeden Probe in den HK-Diagrammen hervor# so daß in den folgenden Diagrammen auf die wiederholte Benennung der Probenpunkte der Übersichtlichkeit wegen verzichtet werden kann.

Zunächst soll das in Abs. 4.3.5 angesprochene Problem der Standardisierung der Daten aufgegriffen werden. Durchgeführte vergleichende Untersuchungen mit und ohne Standardisierung der Daten mit dem 57-er Datensatz haben gezeigt# daß nur relativ geringe Gruppierungsunterschiede auftreten. Bei vorhandenen Abweichungen schienen die mit standardisierten Daten erzielten Cluster subjektiv besser. Für die Entscheidung# mit standardisierten Daten zu arbeiten# war letztlich ausschlaggebend# daß mehr Koinzidenz der mit verschiedenen Algorithmen erzeugten Ergebnisse zu beobachten war.

Um die Übersichtlichkeit der graphisch präsentierten Cluster-Ergebnisse zu gewährleisten# stellen die Tab. 4.4.4.1 & 4.4.4.2# getrennt nach Datensatz# den Zusammenhang zwischen Resultatsbezeichnung und Cluster-Algorithmus her. So ist z.B. das Resultat "IH-Rb"¹¹ durch eine kombinierte Hierarchy-Relocate-Prozedur hervorgegangen# in der "Hierarchy" 7 Cluster erzeugte# die mit "Relocate" optimiert wurden; oder "ZR-Ab" ist durch "Relocate" erzeugt worden# wobei zunächst mit dem Ungleichheitskriterium "size difference" von 17 auf 9 Cluster und anschließend mit der "Euklidischen Distanz"¹¹ von 9 über 6 auf 5 Cluster zusammengefaßt wurde.

Während die Abb. 4.4.4.3 bis 4.4.4.Ö die meisten Cluster-Ergebnisse graphisch veranschaulichen# können

Tab. 4.4.4.1: Übersicht zur Methode der Im Folgenden benutzten Bezeichnung der verschiedenen Cluster-Resultate und der dafür jeweils angewandten Cluster-Algorithmen für den 82-er Datensatz.

Tab. 4.4.4.1: Compilation for method of denotation for particular cluster results and applied cluster algorithms used in succeeding figures for dataset of 82 samples.

82 Proben, 9 Variable		Mode - Prozedur			
1 M	- c	eucl.dist.:	X	4 (Einschlußquotient: 0.67)	
Relocate - Prozedur					
1 R	A	size diff.:	23 → 18	eucl.dist.:	18 → 9 → 7 → 4
	B	shape diff.:	23 → 15	eucl.dist.:	15 → 9 → 7 → 4
	C	eucl.dist.:	23		9 → 7 → 4
Hierarchy - Relocate - Prozedur					
1 H	R	eucl.diss.:	82		9 → 7 → 4
	R	eucl.diss.:	9		9 → 7 → 4
	R	eucl.diss.:	7		7 → 4
	R	eucl.diss.:	4		4

Tab. 4.4.4.2; Übersicht zur Methode der Im Folgenden benutzten Bezeichnung der verschiedenen Cluster-Resultate und der dafür jeweils angewandten Cluster-Algorithmen für den 57-er Datensatz.

Tab. 4.4.4.2i Compilation for method of denotation for particular cluster results and applied cluster algorithms used in succeeding figures for dataset of 57 samples.

57 Proben, 25 Variable		Mode - Prozedur			
2 M	- c	eucl.dist.:	X	4 (Einschlußquotient: 0.91)	
Relocate - Prozedur					
2 R	A	size diff.:	17 → 9	eucl.dist.:	9 → 6 → 5 → 4
	B	shape diff.:	17 → 9	eucl.dist.:	9 → 6 → 5 → 4
	C	eucl.dist.:	17		6 → 5 → 4
Hierarchy - Relocate - Prozedur					
2H	D	eucl.dist.:	57		6 → 5 → 4
	R	eucl.dist.:	6		6 → 5 → 4
	R	eucl.dist.:	5		5 → 4
	R	eucl.dist.:	4		4

den Tab. 4.4.4.3 bis 4.4.4.8 unmittelbar die den Clustern zugeordneten Gesteine entnommen werden. Ein Gütemaß der jeweiligen Gruppierung ist zum einen die "Gesamtsumme des quadratischen Fehlers" (total error sum of squares = tess) für das Gesamtergebnis und zum anderen ist es für die einzelnen Cluster der "mittlere Fehlerkoeffizient im Cluster" (with in cluster average error coefficient - caec). Beide Größen sind jeweils in den Tabellen enthalten. Je kleiner der numerische Wert desto günstiger das Gesamtergebnis bzw. der Cluster d.h. desto geringer die Varianz der Variablen in der Summe der Cluster bzw. in jedem einzelnen Cluster.

Da die gewählte Form der Ergebnispräsentation dem Interessierten bei eingehenderem Studium des gegebenen Materials eigene Einblicke erlaubt kann auf die Diskussion jedes Einzelresultates verzichtet werden. Die Betrachtung beschränkt sich daher nur auf die am besten erscheinenden Ergebnisse und die daraus ableitbaren allgemeinen Sachverhalte.

Wie in Abs. 4.3.5 diskutiert ist die Entscheidung über die minimal zulässige Anzahl von Clustern

problematisch. Im vorliegenden Fall hat sie sich an dem "Mode"-Ergebnis und an dem R1#R2-Diagramm orientiert. Die "natürliche" Gruppen liefernde **Mode-Prozedur** (s. Abs. 43.5) kulminiert bei vier Clustern bis zur ersten Fusion# sowohl für den 82-er Datensatz (Resultat IM-c) als auch für den 57-er Datensatz (Resultat 2M-c). Sofern vom Probenumfang vergleichbar# ergibt sich in allen Fällen ein ähnliches Ergebnis. **Die Gesteine der vier Cluster (Abb. & Tab. 4.4.4.5 bzw. 4.4.4.6) sind als alkalisch-basisch# alkalisch-syenitisch IAH und als Intermediär-granitisch zu charakterisieren.** Durch die Zerlegung der alkalisch-syenitischen Gesteine und die Zusammenfassung aller metamorphen und intrusiven Gesteine zu einer intermediär-granitischen Gruppe sind die "natürlichen Cluster" aus petrographischer Sicht wenig brauchbar. Die Anzahl der minimal vier natürlichen Gruppen erscheint einerseits als zu grobes Raster zur hinreichenden Differenzierung# andererseits als zu stark gliedernd# um die durch die Faktorladungen der HK ermittelten drei Trends a) basisch# b) SK -arm und alkalisch-intermediär# c) schwach alkalisch und SiC -betont granitisch genau wiedergeben zu können# obwohl sie sich in etwa abzeichnet.

Auch die Gruppierungsergebnisse der "Minimum-Varianz-Lösung" auf der 4-Cluster-Ebene ergeben aus petrographischer Sicht keine hinreichende Differenzierung# selbst bei zu beobachtender dreifacher Koinzidenz und dadurch angezeigtem statistischen "globalem Optimum" der Ergebnisse.

Nachdem die durch die Mode-Prozedur als minimale Gruppenzahl ermittelten vier Cluster aus den genannten Gründen für ungeeignet anzusehen sind# ist die Bezugszahl von minimal 9 bzw. 6 Gruppen aus dem R1#R2-Diagramm zu diskutieren. Das vom tess-Wert und der Ergebniskoinzidenz optimale Resultat für den 82-er Datensatz "IH-Ra+IR-Ba+IR-Ca" kann durch die meistens zu starke und ungeeignete Gliederung ebenfalls nicht zufriedenstellen (Abb. 4.4.4.3b & Tab. 4.4.4.3). Doch gibt es Ausnahmen. So faßt Cluster "B" vollständig die syenitischen und trachytischen Gesteine zusammen. Er ist Ausdruck des dominanten Si₂-armen und alkalisch-intermediären Trends der Faktorladungen. Offensichtlich entsprechen Phonolithe nicht in allen Variablen diesem Trend# wie ihre streuende Stellung (Cluster "B"#C"#G") anzeigt. Der SiO₂-arme# basische sowie der schwach alkalisch# SiO₂-betonte Trend des 82-er Datensatzes sind beide in dieser Gruppierung von geringerer Bedeutung. Die basischen Extrusiva zerfallen in eine schwach und eine deutlich alkalische Gruppe (Cluster "A"#F")# setzen sich aber weitgehend von anderen Gesteinsgruppen ab. Alle anderen petrographischen Gesteinsgruppen zeichnen sich als solche im Resultat nicht ab. In bezug auf die zugrundeliegenden 9 Variablen muß# wie schon im R1#R2-Diagramm# eine zu starke Überlappung der Hauptelement-Charakteristik festgestellt werden.

Etwas günstiger in dieser Hinsicht erscheint das Resultat IH-Rb (Abb. & Tab. 4.4.4.4) auf der 7-Cluster-Ebene. Obwohl es insgesamt - wohl aber in Teilgruppen - keine Koinzidenz mit anderen Ergebnissen aufweist# zeigt es den kleinsten tess-Wert sowie eine akzeptable# wenn auch nicht zufriedenstellende Gruppenstruktur und wird daher als das Optimum angesehen# das mit den Hauptelementen überhaupt erzielt werden kann. Mit den Resultaten IH-Ra# IR-Ba und IR-Ca stimmt es in den Clustern "A"#B"#C" vollständig und in "F" weitgehend überein. In den Clustern "C"¹"D"#E" ist jeweils eine gewisse Konzentration in Hinblick auf die petrographischen Gesteinsgruppen feststellbar. Eine gute Trennung zwischen den Gesteinen der Anatexit-Formation und der Granoblastit-Formation ist nicht möglich. Dagegen wird durch Cluster "D" eine den schwach alkalisch# SiO₂-betonten Trend definierende metamorphe Gesteinsgruppe ausgewiesen. Auch die Differenzierung zwischen Metamorphiten und Magmatiten gelingt nicht hinreichend. Als Fazit ist die Existenz einer eindeutigen Verwandtschaft zwischen den Metamorphiten und zwischen diesen und den Magmatiten in bezug auf die Hauptelemente festzustellen.

Die Projektion des "Optimum-Resultates# IH-Rb" in den R1#R2-Raum ist durch Abb. 4.4.4.10b dargestellt. Sie offenbart eine völlig andere Gruppenstruktur als die in Abb. 4.4.1.3 wiedergegebene empirisch ermittelte. Die Differenzierung der Projektion vollzieht sich stärker entlang der R2-Achse und weniger entlang der R1-Achse. Deutlich wird das an der Streckung der Cluster in E-W-Richtung. Eine Wertung über die Qualität der Bedeutung der beiden unterschiedlichen Gruppierungen ist schwierig. Immerhin basiert Abb. 4.4.4.10b auf zwei Variablen - Mn#P - mehr und zeigt dadurch deren Bedeutung. Ferner kann dadurch gezeigt werden# daß Gesteinsbeziehungen über die heute üblichen Klassifizierungsschemata hinaus bestehen.

Wie sieht nun die Gruppierung der 6-Cluster-Ebene für den 57-er Datensatz mit deutlich mehr Variablen# d.h. mehr Information# aus? Ein Vergleich der in Tab. & Abb. 4.4.4.8 gegebenen Resultate weist die durch 2R-Ca gegebene Gruppierung als beste auf der 6-Cluster-Ebene aus. Wenn auch als Ganzes nicht# so zeigen

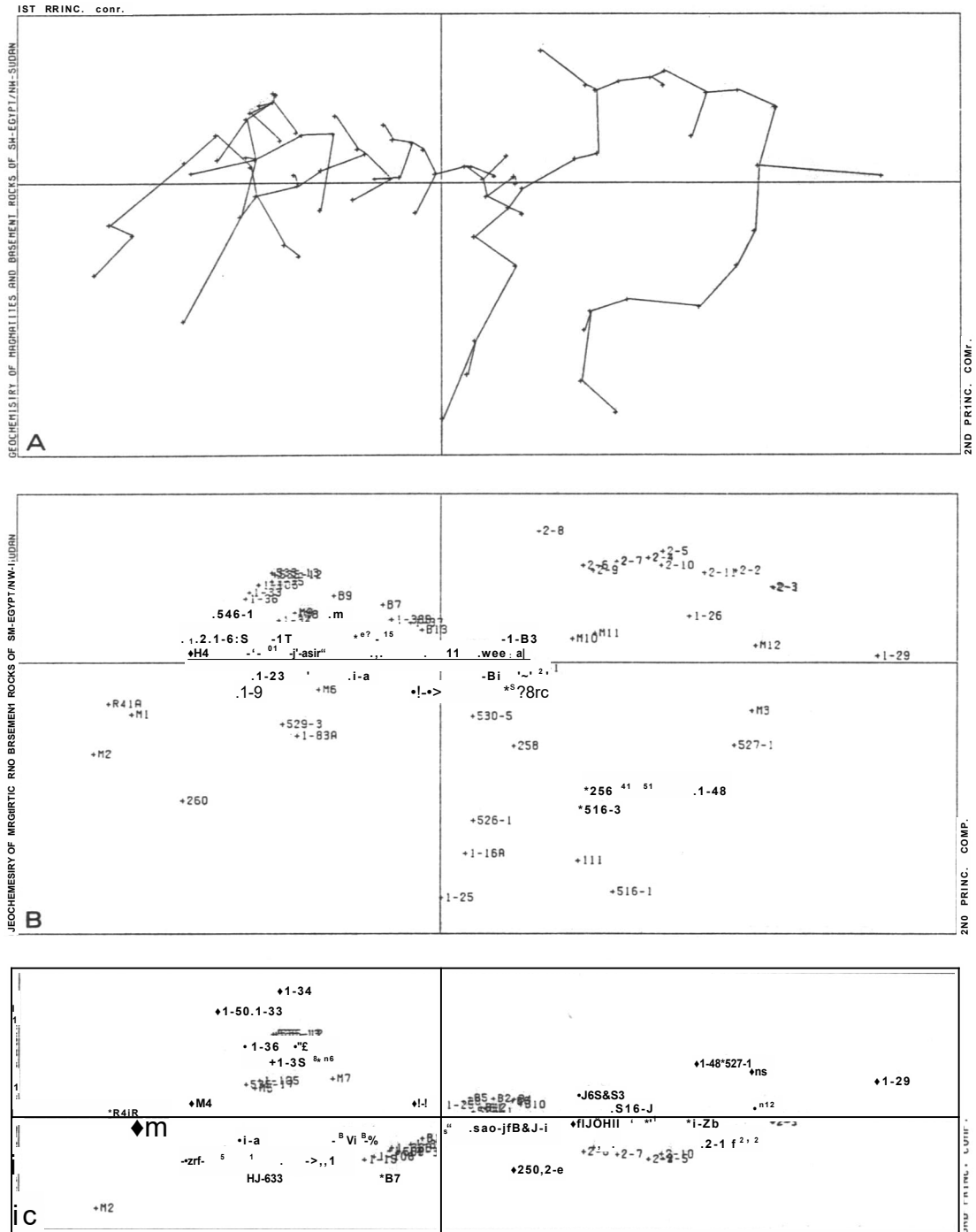


Abb. 4.4.4.1; 82 Proben. 9 Variable: Minimum-Dendrit (A) - kürzeste Resultierende durch Verbindung Jeder Proben mit Ihren nächsten Nachbarn - und die Probenlage in den beiden Streudiagrammen für die ersten drei Hauptkomponenten (B, C).

EJa 4.4.4.1; 82 samples. 9 variables: Minimum spanning tree (A) - least Overall length resulting by connecting each sample with its nearest neighbour - and the sample distribution in the scattergrams in respect to the first three principal components (B» C).

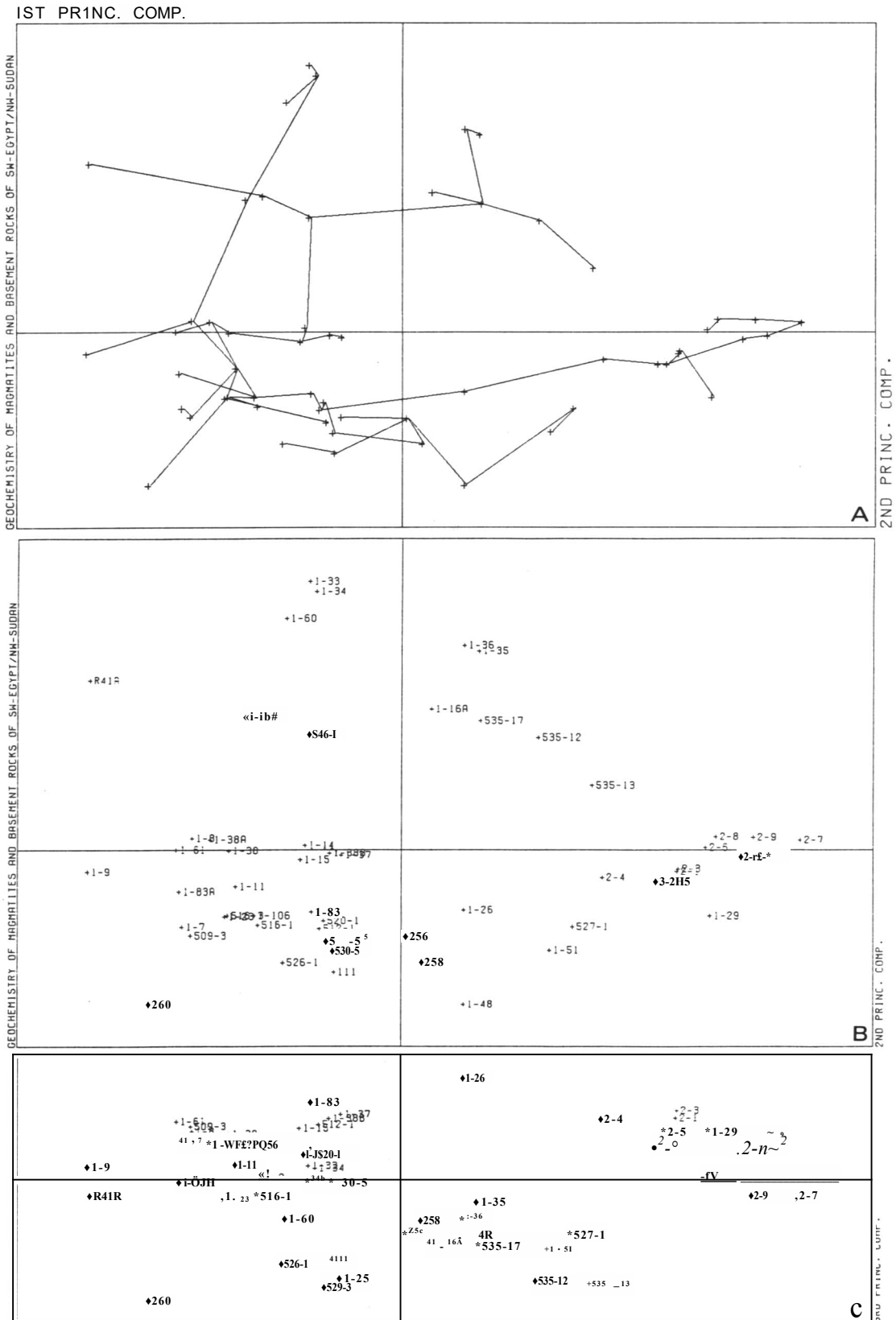


Abb. 4.4.4.2: **57 Proben» 25 Variable:** Minimum-Dendrit (A) - kürzeste Resultierende der Proben mit Ihren nächsten Nachbarn - und die Probenlage 1n den beiden die ersten drei Hauptkomponenten (B, C).

Fig. 4.4.4.2: **57 samples, 25 variables:** Minimum spanning tree (A) - least overall connecting each sample with its nearest neighbour - and the sample scattergrams in respect to the first three Principal components C).

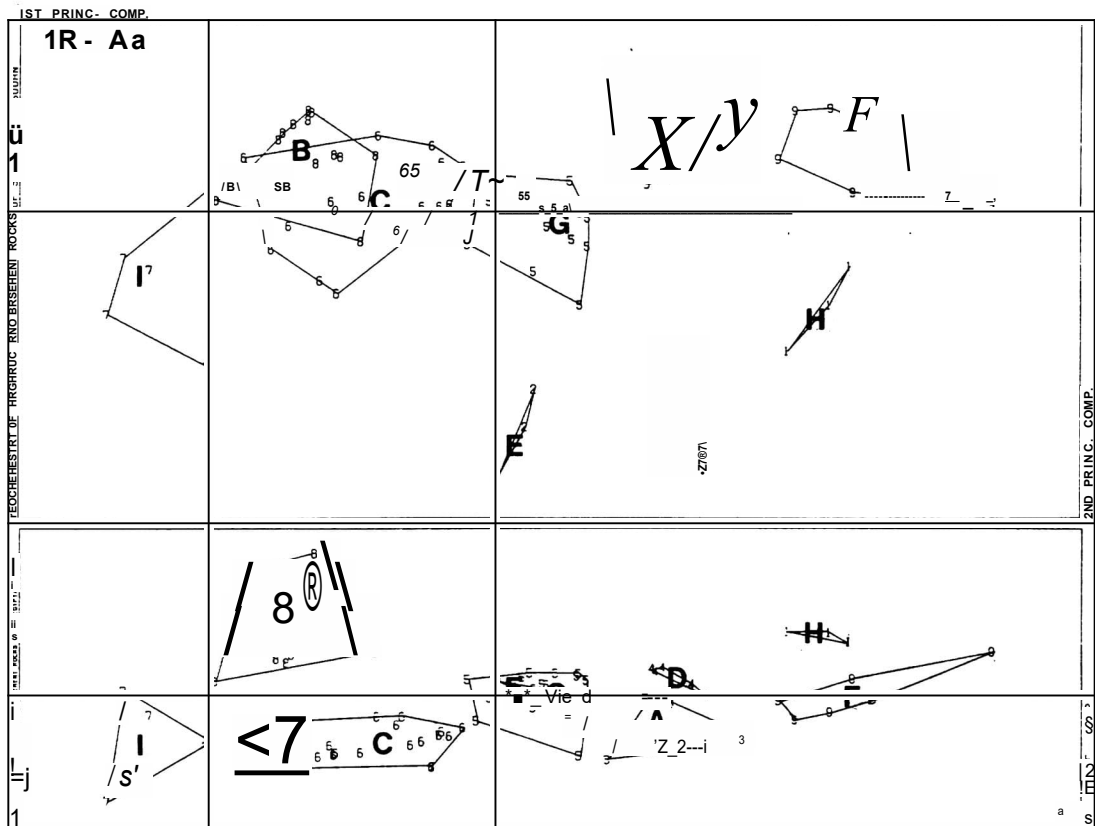


Abb. 4.4.4.3a & b: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.3a & b; Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

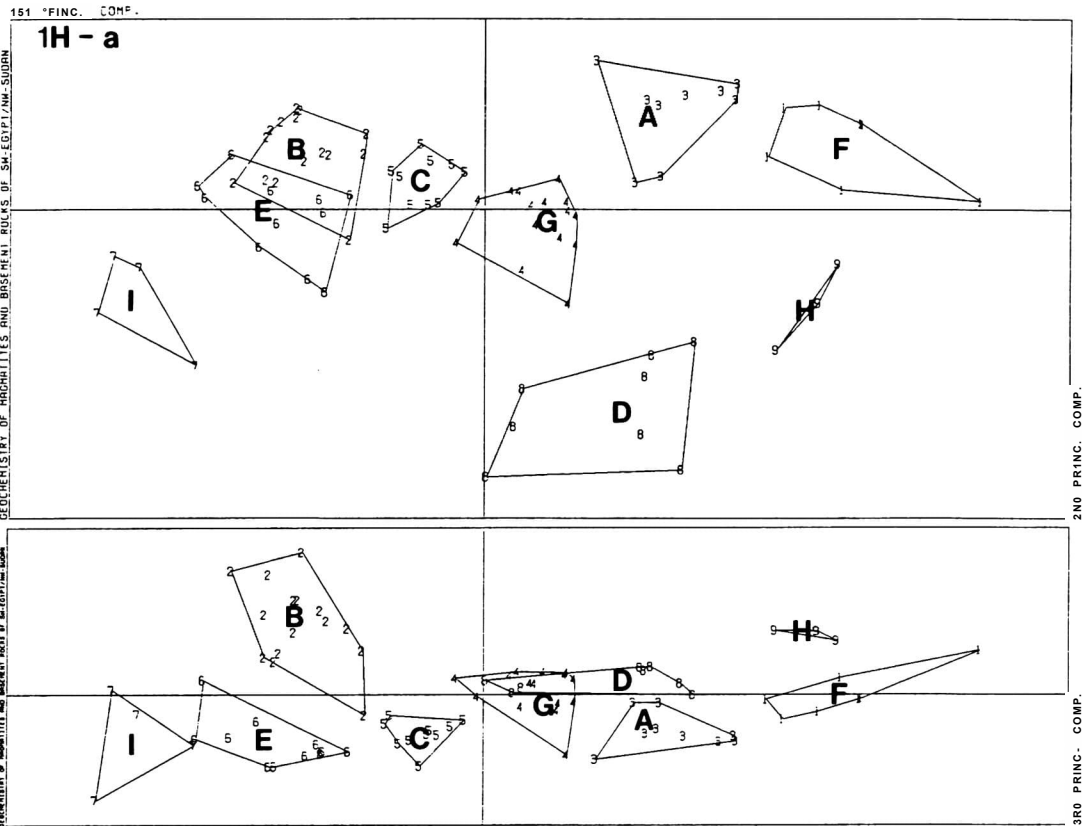


Abb. 4.4.4.3c; Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Abb. 4.4.4.3cs Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

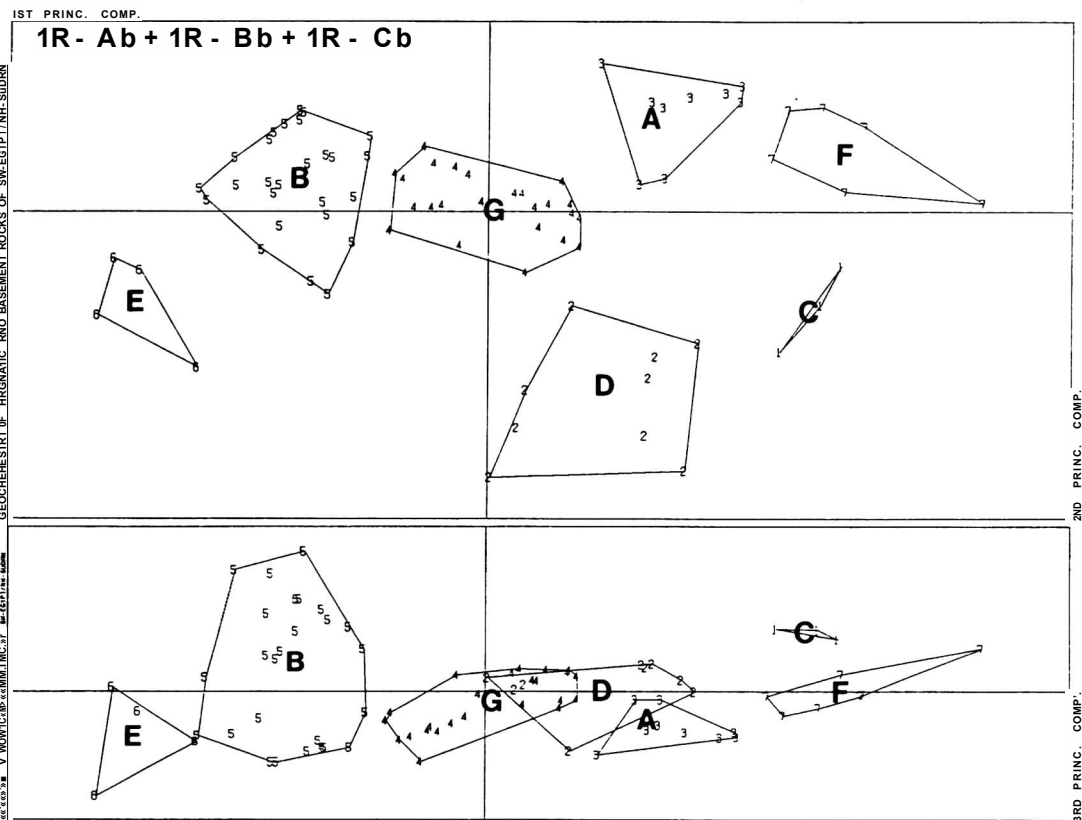


Abb. 4.4.4.4a: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fl. 4.4.4.4a: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

Resultat: 1 R - Aa, tess = 12.9									
Cluster:	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Proben-Nr.	2-4 M10 2-5 2-6 2-7 2-8 2-9 2-10 M11	1-33 535-12 1-34 535-13 1-35 535-17 1-36 M4 1-60 M5 1-105 M6 M9 M7 M8	B3 546-1 1-8 B7 1-37 1-9 B9 1-38 1-11 1-38A 1-14 1-38B 1-15 1-61 1-83A 509-3 1-23 529-3	516-1 516-3 1-51 111 256	1-16A 1-25 526-1	1-29 1-26 2-1 2-2 2-3 2-11 M12	B1 512-1 1-7 B2 520-1 1-83 B3 B4 530-5 B5 258 B6 B8 B10 B11 B12 B13	1-48 527-1 M3	R41A 260 1-2 M1 M2
Typ:	extr. intr.	extr. intr.	extr. intr. meta.	meta.	meta.	extr. meta.	extr. intr. meta.	meta.	intr. meta.
caec:	0.114	0.193	0.158	0.131	0.167	0.177	0.104	0.129	0.300

Resultat: 1 H - Ra + 1 R - Ba + 1 R - Ca, tess = 12.0									
Cluster:	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Proben-Nr.	↑	1-33 535-12 1-34 535-13 1-35 535-17 1-36 M5 1-60 M6 1-105 M7 M9 M8	B3 1-37 1-8 B7 1-38B 1-14 B9 509-3 1-15 B13 509-3 1-106	1-16A 1-25 516-1 516-3 1-51 526-1 111 256	1-2 1-9 546-1 1-83A M4 1-23 1-38 529-3 1-38A 1-61	↑	B1 512-1 1-7 B2 520-1 1-83 B6 B8 B10 B11 B12	↑	R41A 260 M1 M2
Typ:		extr. intr.	extr. intr. meta.	meta.	intr. meta.		extr. intr. meta.		intr. meta.
caec:		0.166	0.084	0.249	0.148		0.097		0.278

Resultat: 1 H - a, tess = 12.3									
Cluster:	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Proben-Nr.	↑	1-33 535-12 1-34 535-13 1-35 535-17 1-36 M5 1-60 M6 1-105 M7 M9 M8 B9	B3 1-37 1-8 B7 1-38B 1-14 B13 509-3 1-15 1-106	1-16A 1-25 516-1 516-3 1-51 526-1 111 256	1-2 1-9 546-1 1-11 M4 1-83A 1-38 1-23 1-38A 529-3 1-61	↑	↑	↑	↑
Typ:		extr. intr.	extr. intr. meta.		intr. meta.				
caec:		0.187	0.063		0.146				

Tab. 4.4.4.3; Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Tab. 4.4.4.3; Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

Resultat: 1 R - Ab, tess = 16.7									
Cluster:	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Proben-Nr.	2-4 M10 2-5 2-6 2-7 2-8 2-9 2-10 Mil	1-33 535-12 1-34 535-13 1-35 535-17 1-36 MU 1-60 M5 1-105 M6 M9 M7 B9	B3 1-37 1-8 B7 527-1 1-11 B9 1-38A 1-14 B13 1-38B 1-15 1-106	1-16A 1-25 516-1 516-3 1-51 526-1 111 256	R41A 260 546-1 1-83A R41A 1-23 M4 529-3 1-38 260 1-38A M1 1-61 M2	1-29 1-26 2-1 2-2 2-3 2-11 M12	B1 1-37 1-7 B2 1-38B 1-8 B4 512-1 1-7 B5 520-1 1-83 B6 530-5 B8 B10 B11 B12 B13		
Typ:	extr. intr.	extr. intr. meta.	meta.	meta.	intr. meta.	extr. meta.	extr. intr. meta.		
caec:	0.114	0.268	0.129	0.260	0.278	0.177	0.152		

Resultat: 1 H - b, tess = 14.5									
Cluster:	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Proben-Nr.	↑	1-33 535-12 1-34 535-13 1-35 535-17 1-36 MU 1-60 M5 1-105 M6 M9 M8 B9	B3 1-37 1-8 B7 1-38 1-11 B9 1-38A 1-14 B13 1-38B 1-15 1-106	1-16A 1-25 516-1 516-3 1-51 526-1 111 256	1-2 1-9 546-1 1-83A R41A 1-23 M4 529-3 1-38 260 1-38A M1 1-61 M2	1-29 1-26 2-1 527-1 2-2 M3 2-3 M3 2-11 M12	B1 512-1 1-7 B2 520-1 1-83 B4 530-5 B5 258 B6 B8 B10 B11 B12		
Typ:		extr. intr.	extr. intr. meta.	meta.	intr. meta.	extr. meta.	extr. intr. meta.		
caec:		0.166	0.095	0.297	0.292	0.237	0.097		

Resultat: 1 H - b, tess = 15.5									
Cluster:	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Proben-Nr.	↑	1-33 535-12 1-34 535-13 1-35 535-17 1-36 M5 1-60 M5 1-105 M6 M9 M8 B9	B3 1-37 1-8 B7 1-38B 1-14 B13 509-3 1-15 1-106	1-16A 1-25 516-1 516-3 1-51 526-1 111 256	1-2 1-9 546-1 1-11 R41A 1-83A M4 1-23 1-38 529-3 1-38A 260 1-61 M1 M2	1-29 1-26 2-1 1-48 2-2 527-1 M12	↑		
Typ:		extr. intr.	extr. intr. meta.	meta.	intr. meta.	extr. meta.			
caec:		0.187	0.063	0.249	0.279	0.290			

Tab. 4.4.4.4; Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Tab. 4.4.4.4; Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

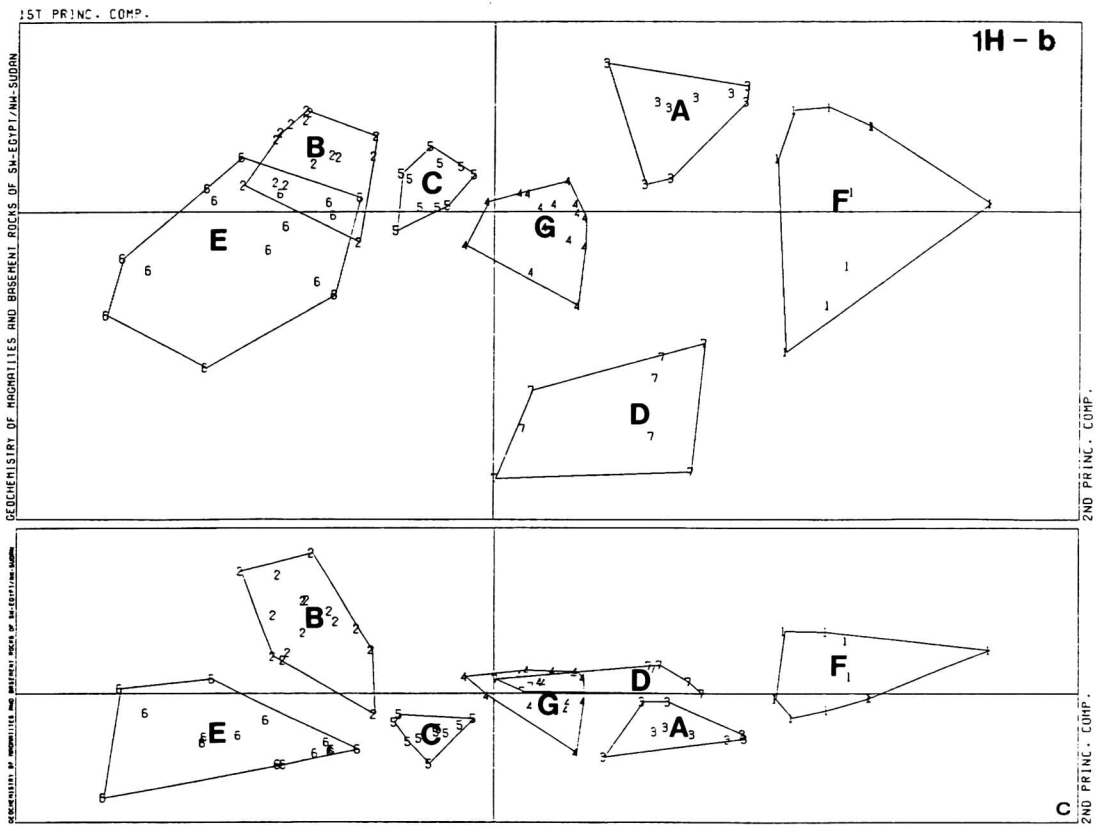
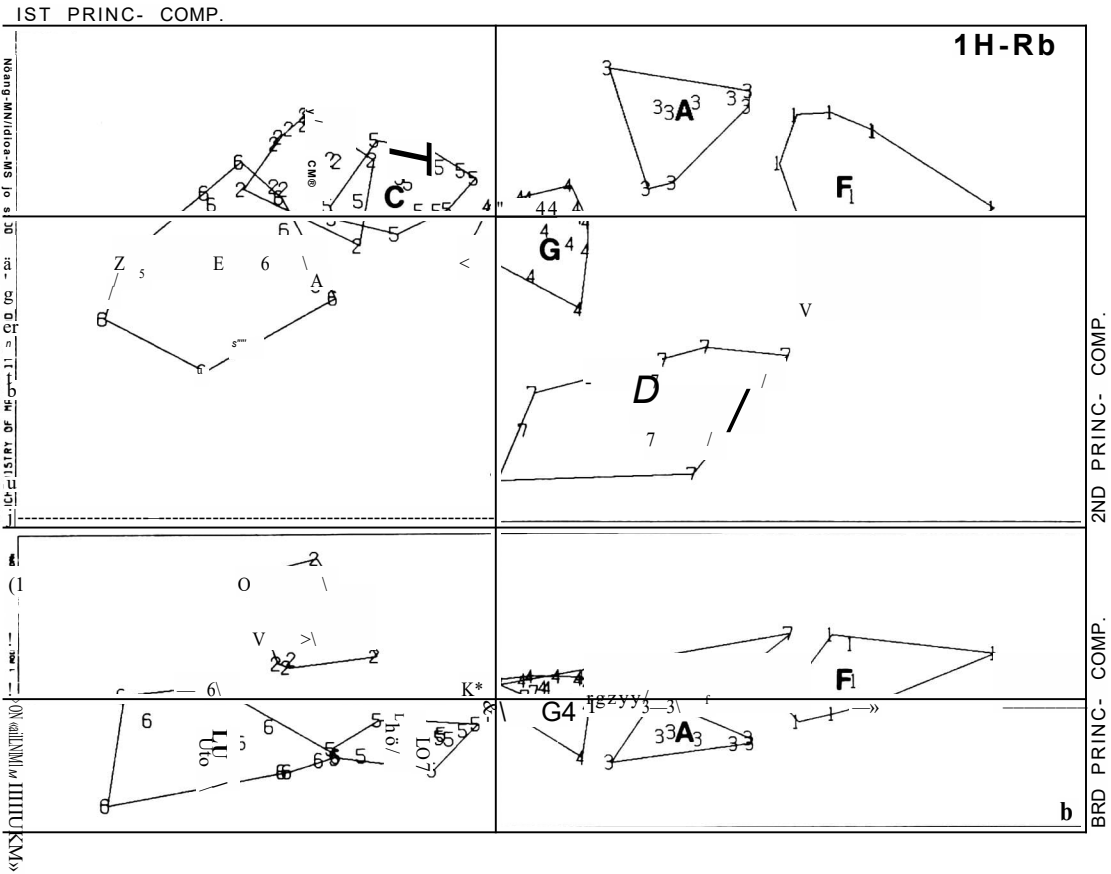


Abb. 4.4.4.4b & c: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.4b & c: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

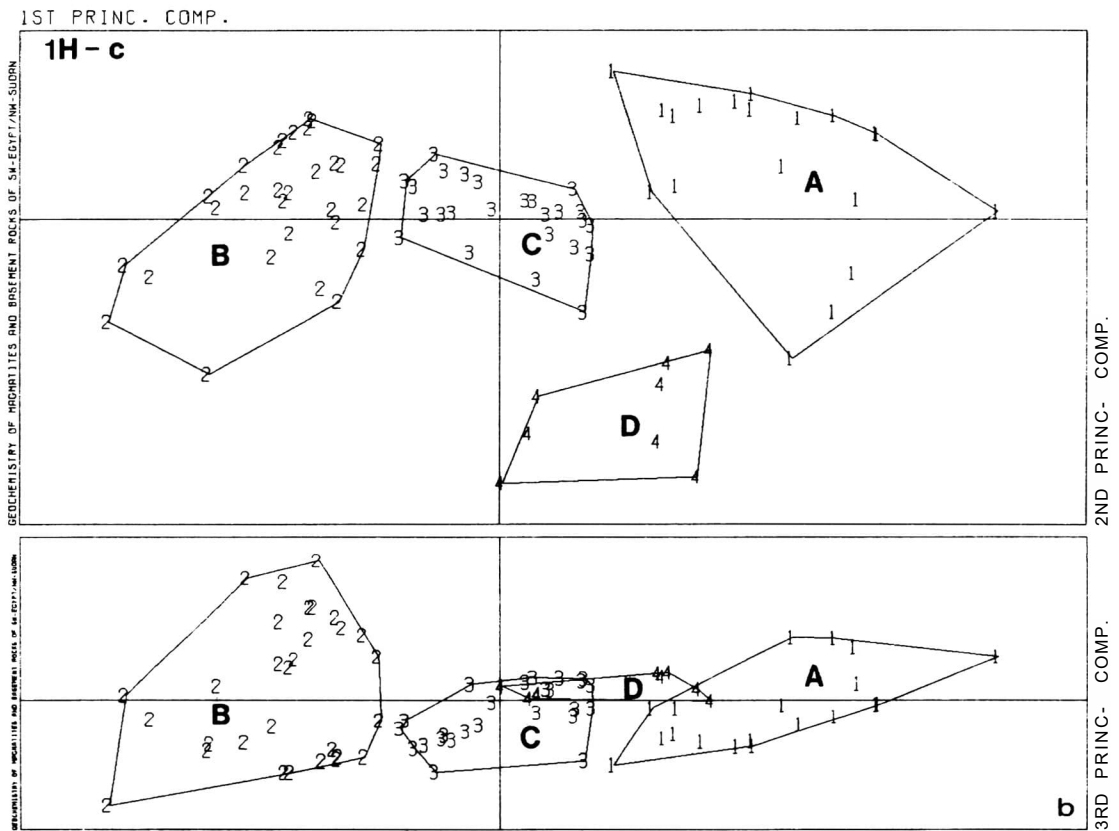
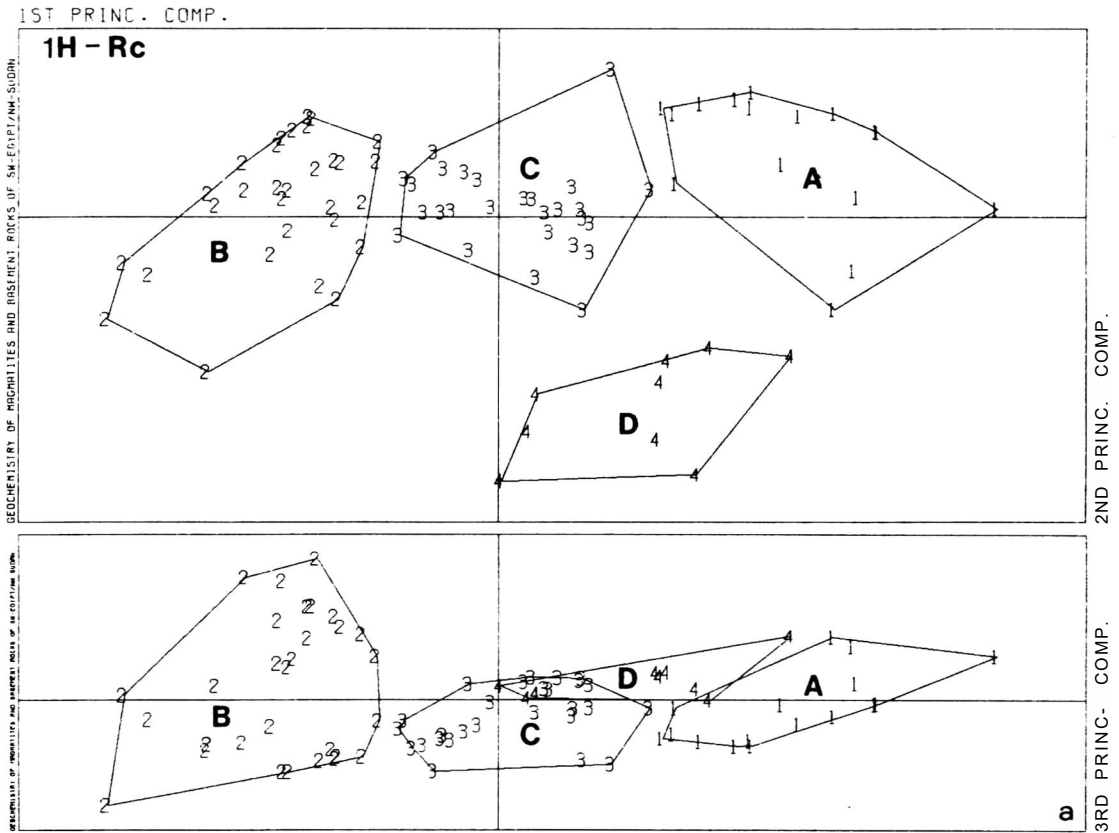


Abb. 4.4.4.5a & b: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.5a & b: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

Resultat: 1 M - c <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>D</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td>1-26</td> <td>1-33 535-12</td> <td>535-17</td> <td>B1 1-2 1-7</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td>527-1</td> <td>1-34 535-13</td> <td>M4</td> <td>B2 546-1 1-8</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>1-35</td> <td>M5</td> <td>B3 R41A 1-9</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td>M3</td> <td>1-36</td> <td>M6</td> <td>B4</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td>1-60</td> <td>M7</td> <td>B5 1-37 1-14</td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td>1-105</td> <td>M8</td> <td>B6 1-38 1-15</td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>B7 1-38A 1-83</td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td>M9</td> <td>M8</td> <td>B8 1-38B 1-83A</td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>B9 1-61 1-106</td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>B10 509-3 1-16A</td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>B11 512-1 1-23</td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>B12 520-1 1-25</td> </tr> <tr> <td></td> <td>M12</td> <td></td> <td></td> <td>B13 512-1 1-25</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>MU MIO 516-1</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>516-3</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-48</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-15</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>529-3</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>530-5</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>111</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>256</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>258</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>260</td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr. intr., extr. intr., intr., extr., intr. meta,</p>					Cluster:	A	B	C	D	1-29	1-26	1-33 535-12	535-17	B1 1-2 1-7	2-1	527-1	1-34 535-13	M4	B2 546-1 1-8	2-2		1-35	M5	B3 R41A 1-9	2-3	M3	1-36	M6	B4	2-4		1-60	M7	B5 1-37 1-14	2-5		1-105	M8	B6 1-38 1-15	2-6				B7 1-38A 1-83	2-7		M9	M8	B8 1-38B 1-83A	2-8				B9 1-61 1-106	2-9				B10 509-3 1-16A	2-10				B11 512-1 1-23	2-11				B12 520-1 1-25		M12			B13 512-1 1-25					MU MIO 516-1					516-3					1-48					1-15					526-1					529-3					530-5					111					256					258					260	Resultat: 2 M - c <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>0</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td></td> <td>1-35 535-12 1-16A</td> <td>1-2 1-7 1-105</td> <td>1-33</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td></td> <td>1-36 535-13</td> <td>546-1 1-8</td> <td>1-34</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>535-17</td> <td>R41A</td> <td>1-60</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td></td> <td></td> <td>1-11</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td></td> <td>1-37 1-14</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td></td> <td>1-38 1-15</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td></td> <td>1-38A 1-83</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td></td> <td>1-38B 1-83A</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td></td> <td>1-61 1-106</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td>509-3</td> <td>1-23</td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td>512-1</td> <td>1-25</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>520-1</td> <td>1-26</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>516-1</td> <td>516-3</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-48</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-51</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>527-1</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>529-3</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>530-5</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>111</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>256</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>258</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>260</td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr., extr. intr. meta, intr. meta. extr., extr.</p>					Cluster:	A	B	C	0	1-29		1-35 535-12 1-16A	1-2 1-7 1-105	1-33	2-1		1-36 535-13	546-1 1-8	1-34	2-2		535-17	R41A	1-60	2-3			1-11		2-4			1-37 1-14		2-5			1-38 1-15		2-6			1-38A 1-83		2-7			1-38B 1-83A		2-8			1-61 1-106		2-9			509-3	1-23	2-10			512-1	1-25				520-1	1-26				516-1	516-3					1-48					1-51					526-1					527-1					529-3					530-5					111					256					258					260
Cluster:	A	B	C	D																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29	1-26	1-33 535-12	535-17	B1 1-2 1-7																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1	527-1	1-34 535-13	M4	B2 546-1 1-8																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		1-35	M5	B3 R41A 1-9																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3	M3	1-36	M6	B4																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4		1-60	M7	B5 1-37 1-14																																																																																																																																																																																																																																																										
2-5		1-105	M8	B6 1-38 1-15																																																																																																																																																																																																																																																										
2-6				B7 1-38A 1-83																																																																																																																																																																																																																																																										
2-7		M9	M8	B8 1-38B 1-83A																																																																																																																																																																																																																																																										
2-8				B9 1-61 1-106																																																																																																																																																																																																																																																										
2-9				B10 509-3 1-16A																																																																																																																																																																																																																																																										
2-10				B11 512-1 1-23																																																																																																																																																																																																																																																										
2-11				B12 520-1 1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
	M12			B13 512-1 1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
				MU MIO 516-1																																																																																																																																																																																																																																																										
				516-3																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-15																																																																																																																																																																																																																																																										
				526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
				529-3																																																																																																																																																																																																																																																										
				530-5																																																																																																																																																																																																																																																										
				111																																																																																																																																																																																																																																																										
				256																																																																																																																																																																																																																																																										
				258																																																																																																																																																																																																																																																										
				260																																																																																																																																																																																																																																																										
Cluster:	A	B	C	0																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29		1-35 535-12 1-16A	1-2 1-7 1-105	1-33																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1		1-36 535-13	546-1 1-8	1-34																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		535-17	R41A	1-60																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3			1-11																																																																																																																																																																																																																																																											
2-4			1-37 1-14																																																																																																																																																																																																																																																											
2-5			1-38 1-15																																																																																																																																																																																																																																																											
2-6			1-38A 1-83																																																																																																																																																																																																																																																											
2-7			1-38B 1-83A																																																																																																																																																																																																																																																											
2-8			1-61 1-106																																																																																																																																																																																																																																																											
2-9			509-3	1-23																																																																																																																																																																																																																																																										
2-10			512-1	1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
			520-1	1-26																																																																																																																																																																																																																																																										
			516-1	516-3																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-51																																																																																																																																																																																																																																																										
				526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
				527-1																																																																																																																																																																																																																																																										
				529-3																																																																																																																																																																																																																																																										
				530-5																																																																																																																																																																																																																																																										
				111																																																																																																																																																																																																																																																										
				256																																																																																																																																																																																																																																																										
				258																																																																																																																																																																																																																																																										
				260																																																																																																																																																																																																																																																										
Resultat: 1 R - Ac + 1 R - Bc + 1 R - Cc, tess = 26.5 <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>0</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>2-1</td> <td>MIO 1-26</td> <td>1-33 535-12 1-8</td> <td>B1 512-1 1-7</td> <td>1-29 1-48</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>1-34 535-13 1-9</td> <td>B2 520-1 1-83</td> <td>M12 527-1</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td></td> <td>1-35 535-17 1-11</td> <td>B4</td> <td>M3</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td>1-36 M4 1-14</td> <td>B5 1-16A</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td>1-60 M5 1-15</td> <td>B6 1-25</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td>1-105 M6 1-83A</td> <td>B8 516-1</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td></td> <td>BIO 516-3</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td>M9 M7 1-106</td> <td>B11 1-51</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td>B3 M8 1-23</td> <td>B12 526-1</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td>B7 1-2 529-3</td> <td></td> <td>530-5</td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td>B9 546-1 260</td> <td></td> <td>111</td> </tr> <tr> <td></td> <td>M11</td> <td>B13 R41A MI</td> <td></td> <td>256</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>1-37 M2</td> <td></td> <td>258</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>1-38</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>1-38A</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>1-38B</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>1-61</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>509-3</td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr. intr. meta, extr. intr. meta, extr. intr. meta, extr. meta,</p> <p>caec: 0.198 0.368 0.327 0.297</p>					Cluster:	A	B	C	0	2-1	MIO 1-26	1-33 535-12 1-8	B1 512-1 1-7	1-29 1-48	2-2		1-34 535-13 1-9	B2 520-1 1-83	M12 527-1	2-3		1-35 535-17 1-11	B4	M3	2-4		1-36 M4 1-14	B5 1-16A		2-5		1-60 M5 1-15	B6 1-25		2-6		1-105 M6 1-83A	B8 516-1		2-7			BIO 516-3		2-8		M9 M7 1-106	B11 1-51		2-9		B3 M8 1-23	B12 526-1		2-10		B7 1-2 529-3		530-5	2-11		B9 546-1 260		111		M11	B13 R41A MI		256			1-37 M2		258			1-38					1-38A					1-38B					1-61					509-3			Resultat: 2 R - Ac + 2 R - Bc + 2 R - Cc, tess = 21.1 <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>D</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td>1-51</td> <td>1-35 535-12 1-16A</td> <td>1-37 1-7</td> <td>1-33 1-2</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td>527-1</td> <td>1-36 535-13</td> <td>1-38 1-8</td> <td>1-34 546-1</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>535-17</td> <td>1-38A 1-9</td> <td>1-60 R41A</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td></td> <td></td> <td>1-38B 1-11</td> <td>1-105</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td></td> <td>1-61 1-14</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td></td> <td>509-3 1-15</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td></td> <td>512-1 1-83</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td></td> <td>520-1 1-83A</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td></td> <td>520-1 1-106</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-23</td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-25</td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-26</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>516-1</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>516-3</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-48</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>529-3</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>530-5</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>111</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>256</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>258</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>260</td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr. meta, extr. intr. meta, intr. meta, extr. intr.,</p> <p>caec: 0.227 0.402 0.395 0.518</p>					Cluster:	A	B	C	D	1-29	1-51	1-35 535-12 1-16A	1-37 1-7	1-33 1-2	2-1	527-1	1-36 535-13	1-38 1-8	1-34 546-1	2-2		535-17	1-38A 1-9	1-60 R41A	2-3			1-38B 1-11	1-105	2-4			1-61 1-14		2-5			509-3 1-15		2-6			512-1 1-83		2-7			520-1 1-83A		2-8			520-1 1-106		2-9				1-23	2-10				1-25	2-11				1-26					516-1					516-3					1-48					526-1					529-3					530-5					111					256					258					260																																			
Cluster:	A	B	C	0																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1	MIO 1-26	1-33 535-12 1-8	B1 512-1 1-7	1-29 1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		1-34 535-13 1-9	B2 520-1 1-83	M12 527-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3		1-35 535-17 1-11	B4	M3																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4		1-36 M4 1-14	B5 1-16A																																																																																																																																																																																																																																																											
2-5		1-60 M5 1-15	B6 1-25																																																																																																																																																																																																																																																											
2-6		1-105 M6 1-83A	B8 516-1																																																																																																																																																																																																																																																											
2-7			BIO 516-3																																																																																																																																																																																																																																																											
2-8		M9 M7 1-106	B11 1-51																																																																																																																																																																																																																																																											
2-9		B3 M8 1-23	B12 526-1																																																																																																																																																																																																																																																											
2-10		B7 1-2 529-3		530-5																																																																																																																																																																																																																																																										
2-11		B9 546-1 260		111																																																																																																																																																																																																																																																										
	M11	B13 R41A MI		256																																																																																																																																																																																																																																																										
		1-37 M2		258																																																																																																																																																																																																																																																										
		1-38																																																																																																																																																																																																																																																												
		1-38A																																																																																																																																																																																																																																																												
		1-38B																																																																																																																																																																																																																																																												
		1-61																																																																																																																																																																																																																																																												
		509-3																																																																																																																																																																																																																																																												
Cluster:	A	B	C	D																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29	1-51	1-35 535-12 1-16A	1-37 1-7	1-33 1-2																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1	527-1	1-36 535-13	1-38 1-8	1-34 546-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		535-17	1-38A 1-9	1-60 R41A																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3			1-38B 1-11	1-105																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4			1-61 1-14																																																																																																																																																																																																																																																											
2-5			509-3 1-15																																																																																																																																																																																																																																																											
2-6			512-1 1-83																																																																																																																																																																																																																																																											
2-7			520-1 1-83A																																																																																																																																																																																																																																																											
2-8			520-1 1-106																																																																																																																																																																																																																																																											
2-9				1-23																																																																																																																																																																																																																																																										
2-10				1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
2-11				1-26																																																																																																																																																																																																																																																										
				516-1																																																																																																																																																																																																																																																										
				516-3																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
				526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
				529-3																																																																																																																																																																																																																																																										
				530-5																																																																																																																																																																																																																																																										
				111																																																																																																																																																																																																																																																										
				256																																																																																																																																																																																																																																																										
				258																																																																																																																																																																																																																																																										
				260																																																																																																																																																																																																																																																										
Resultat: 1 H - Rc, tess = 23.6 <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>0</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td>MIO 1-26</td> <td>1-33 535-12 1-9</td> <td>B1 1-37 1-7</td> <td>1-16A</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td>527-1</td> <td>1-34 535-13 1-11</td> <td>B2 1-38B 1-8</td> <td>1-25</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>1-35 535-17 1-83A</td> <td>B3 1-14</td> <td>516-1</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td>M3</td> <td>1-36</td> <td>B4 509-3 1-15</td> <td>516-3</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td>1-60 M4 1-23</td> <td>B5 512-1 1-83</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td>1-105 M5 529-3</td> <td>B6 520-1 1-106</td> <td>1-48</td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td>M9 M7 260</td> <td>B7</td> <td>1-51</td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td>B9 M8 MI</td> <td>B8 530-5</td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td>1-2 M2</td> <td>BIO 258</td> <td>111</td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td>B11</td> <td>256</td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td>B12</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td></td> <td>B13</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>MU</td> <td></td> <td></td> <td>2-8</td> </tr> <tr> <td></td> <td>M12</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-38</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-38A</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>1-61</td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr. intr. meta, extr. intr. meta, extr. intr. meta, meta,</p> <p>caec: 0.313 0.359 0.190 0.297</p>					Cluster:	A	B	C	0	1-29	MIO 1-26	1-33 535-12 1-9	B1 1-37 1-7	1-16A	2-1	527-1	1-34 535-13 1-11	B2 1-38B 1-8	1-25	2-2		1-35 535-17 1-83A	B3 1-14	516-1	2-3	M3	1-36	B4 509-3 1-15	516-3	2-4		1-60 M4 1-23	B5 512-1 1-83		2-5		1-105 M5 529-3	B6 520-1 1-106	1-48	2-6		M9 M7 260	B7	1-51	2-7		B9 M8 MI	B8 530-5	526-1	2-8		1-2 M2	BIO 258	111	2-9			B11	256	2-10			B12		2-11			B13			MU			2-8		M12								1-38					1-38A					1-61	Resultat: 2 H - Rc, tess = 20.7 <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>0</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td>535-13</td> <td>1-33 535-12 1-16A</td> <td>1-2 1-7</td> <td>1-25</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td></td> <td>1-34 535-17</td> <td>546-1 1-8</td> <td>1-26</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>1-35</td> <td>R41A 1-9</td> <td>1-48</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td></td> <td>1-36</td> <td>1-37 1-11</td> <td>1-51</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td>1-60</td> <td>1-38 1-14</td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td>1-105</td> <td>1-38A 1-15</td> <td>529-3</td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td></td> <td>1-38B 1-83</td> <td>530-5</td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td></td> <td>1-61 1-83A</td> <td>111</td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td></td> <td>1-61 1-106</td> <td>256</td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td>509-3</td> <td>258</td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td>512-1 1-23</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td></td> <td>520-1 516-1</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>520-1 516-3</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>260</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr. intr., extr. intr. meta, intr. meta, meta,</p> <p>caec: 0.208 0.546 0.350 0.387</p>					Cluster:	A	B	C	0	1-29	535-13	1-33 535-12 1-16A	1-2 1-7	1-25	2-1		1-34 535-17	546-1 1-8	1-26	2-2		1-35	R41A 1-9	1-48	2-3		1-36	1-37 1-11	1-51	2-4		1-60	1-38 1-14	526-1	2-5		1-105	1-38A 1-15	529-3	2-6			1-38B 1-83	530-5	2-7			1-61 1-83A	111	2-8			1-61 1-106	256	2-9			509-3	258	2-10			512-1 1-23		2-11			520-1 516-1					520-1 516-3					260																																																																																	
Cluster:	A	B	C	0																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29	MIO 1-26	1-33 535-12 1-9	B1 1-37 1-7	1-16A																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1	527-1	1-34 535-13 1-11	B2 1-38B 1-8	1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		1-35 535-17 1-83A	B3 1-14	516-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3	M3	1-36	B4 509-3 1-15	516-3																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4		1-60 M4 1-23	B5 512-1 1-83																																																																																																																																																																																																																																																											
2-5		1-105 M5 529-3	B6 520-1 1-106	1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
2-6		M9 M7 260	B7	1-51																																																																																																																																																																																																																																																										
2-7		B9 M8 MI	B8 530-5	526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-8		1-2 M2	BIO 258	111																																																																																																																																																																																																																																																										
2-9			B11	256																																																																																																																																																																																																																																																										
2-10			B12																																																																																																																																																																																																																																																											
2-11			B13																																																																																																																																																																																																																																																											
	MU			2-8																																																																																																																																																																																																																																																										
	M12																																																																																																																																																																																																																																																													
				1-38																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-38A																																																																																																																																																																																																																																																										
				1-61																																																																																																																																																																																																																																																										
Cluster:	A	B	C	0																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29	535-13	1-33 535-12 1-16A	1-2 1-7	1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1		1-34 535-17	546-1 1-8	1-26																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		1-35	R41A 1-9	1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3		1-36	1-37 1-11	1-51																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4		1-60	1-38 1-14	526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-5		1-105	1-38A 1-15	529-3																																																																																																																																																																																																																																																										
2-6			1-38B 1-83	530-5																																																																																																																																																																																																																																																										
2-7			1-61 1-83A	111																																																																																																																																																																																																																																																										
2-8			1-61 1-106	256																																																																																																																																																																																																																																																										
2-9			509-3	258																																																																																																																																																																																																																																																										
2-10			512-1 1-23																																																																																																																																																																																																																																																											
2-11			520-1 516-1																																																																																																																																																																																																																																																											
			520-1 516-3																																																																																																																																																																																																																																																											
			260																																																																																																																																																																																																																																																											
Resultat: 1 H - c, tess = 23.9 <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>D</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td>MIO 1-26</td> <td></td> <td>B1 1-37 1-7</td> <td>1-16A</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td></td> <td></td> <td>B2 1-38B 1-8</td> <td>1-25</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td></td> <td>B3 1-14</td> <td>616-1</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td></td> <td></td> <td>B4 509-3 1-15</td> <td>516-3</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td>M3</td> <td></td> <td>B5 512-1 1-83</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td></td> <td>B6 520-1 1-106</td> <td>1-51</td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td></td> <td>B7</td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td></td> <td>B8 530-5</td> <td>111</td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td></td> <td>BIO 258</td> <td>256</td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td>B11</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td>B12</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td></td> <td>B13</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>M11</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>M12</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr. intr. meta, extr. intr. meta, extr. intr. meta, meta,</p> <p>caec: 0.375 0.161 0.249</p>					Cluster:	A	B	C	D	1-29	MIO 1-26		B1 1-37 1-7	1-16A	2-1			B2 1-38B 1-8	1-25	2-2			B3 1-14	616-1	2-3			B4 509-3 1-15	516-3	2-4	M3		B5 512-1 1-83		2-5			B6 520-1 1-106	1-51	2-6			B7	526-1	2-7			B8 530-5	111	2-8			BIO 258	256	2-9			B11		2-10			B12		2-11			B13			M11					M12				Resultat: 2 H - c, tess = 22.7 <table border="1"> <thead> <tr> <th>Cluster:</th> <th>A</th> <th>B</th> <th>C</th> <th>D</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1-29</td> <td></td> <td>1-33 535-12 1-16A</td> <td>1-2 1-7</td> <td>1-25</td> </tr> <tr> <td>2-1</td> <td></td> <td>1-34 535-13</td> <td>546-1 1-8</td> <td>1-26</td> </tr> <tr> <td>2-2</td> <td></td> <td>1-35 535-17</td> <td>R41A 1-9</td> <td>1-48</td> </tr> <tr> <td>2-3</td> <td></td> <td></td> <td>1-37 1-11</td> <td>1-51</td> </tr> <tr> <td>2-4</td> <td></td> <td></td> <td>1-38 1-14</td> <td>526-1</td> </tr> <tr> <td>2-5</td> <td></td> <td></td> <td>1-38A 1-15</td> <td>529-3</td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td></td> <td></td> <td>1-38B 1-83</td> <td>530-5</td> </tr> <tr> <td>2-7</td> <td></td> <td></td> <td>1-61 1-83A</td> <td>111</td> </tr> <tr> <td>2-8</td> <td></td> <td></td> <td>1-61 1-106</td> <td>256</td> </tr> <tr> <td>2-9</td> <td></td> <td></td> <td>5093 1-106</td> <td>258</td> </tr> <tr> <td>2-10</td> <td></td> <td></td> <td>512-1 1-23</td> <td></td> </tr> <tr> <td>2-11</td> <td></td> <td></td> <td>520-1 516-1</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>520-1 516-3</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td>530-5</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>Typ: extr., extr. intr. meta, intr. meta, meta,</p> <p>caec: 0.138 0.783 0.278 0.545</p>					Cluster:	A	B	C	D	1-29		1-33 535-12 1-16A	1-2 1-7	1-25	2-1		1-34 535-13	546-1 1-8	1-26	2-2		1-35 535-17	R41A 1-9	1-48	2-3			1-37 1-11	1-51	2-4			1-38 1-14	526-1	2-5			1-38A 1-15	529-3	2-6			1-38B 1-83	530-5	2-7			1-61 1-83A	111	2-8			1-61 1-106	256	2-9			5093 1-106	258	2-10			512-1 1-23		2-11			520-1 516-1					520-1 516-3					530-5																																																																																																
Cluster:	A	B	C	D																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29	MIO 1-26		B1 1-37 1-7	1-16A																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1			B2 1-38B 1-8	1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2			B3 1-14	616-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3			B4 509-3 1-15	516-3																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4	M3		B5 512-1 1-83																																																																																																																																																																																																																																																											
2-5			B6 520-1 1-106	1-51																																																																																																																																																																																																																																																										
2-6			B7	526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-7			B8 530-5	111																																																																																																																																																																																																																																																										
2-8			BIO 258	256																																																																																																																																																																																																																																																										
2-9			B11																																																																																																																																																																																																																																																											
2-10			B12																																																																																																																																																																																																																																																											
2-11			B13																																																																																																																																																																																																																																																											
	M11																																																																																																																																																																																																																																																													
	M12																																																																																																																																																																																																																																																													
Cluster:	A	B	C	D																																																																																																																																																																																																																																																										
1-29		1-33 535-12 1-16A	1-2 1-7	1-25																																																																																																																																																																																																																																																										
2-1		1-34 535-13	546-1 1-8	1-26																																																																																																																																																																																																																																																										
2-2		1-35 535-17	R41A 1-9	1-48																																																																																																																																																																																																																																																										
2-3			1-37 1-11	1-51																																																																																																																																																																																																																																																										
2-4			1-38 1-14	526-1																																																																																																																																																																																																																																																										
2-5			1-38A 1-15	529-3																																																																																																																																																																																																																																																										
2-6			1-38B 1-83	530-5																																																																																																																																																																																																																																																										
2-7			1-61 1-83A	111																																																																																																																																																																																																																																																										
2-8			1-61 1-106	256																																																																																																																																																																																																																																																										
2-9			5093 1-106	258																																																																																																																																																																																																																																																										
2-10			512-1 1-23																																																																																																																																																																																																																																																											
2-11			520-1 516-1																																																																																																																																																																																																																																																											
			520-1 516-3																																																																																																																																																																																																																																																											
			530-5																																																																																																																																																																																																																																																											

Tab 4.4.4.4; Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c<

Tab. 4.4.4.6s Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Tab. 4.4.4.5; Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

Tab. 4.4.4.6s Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

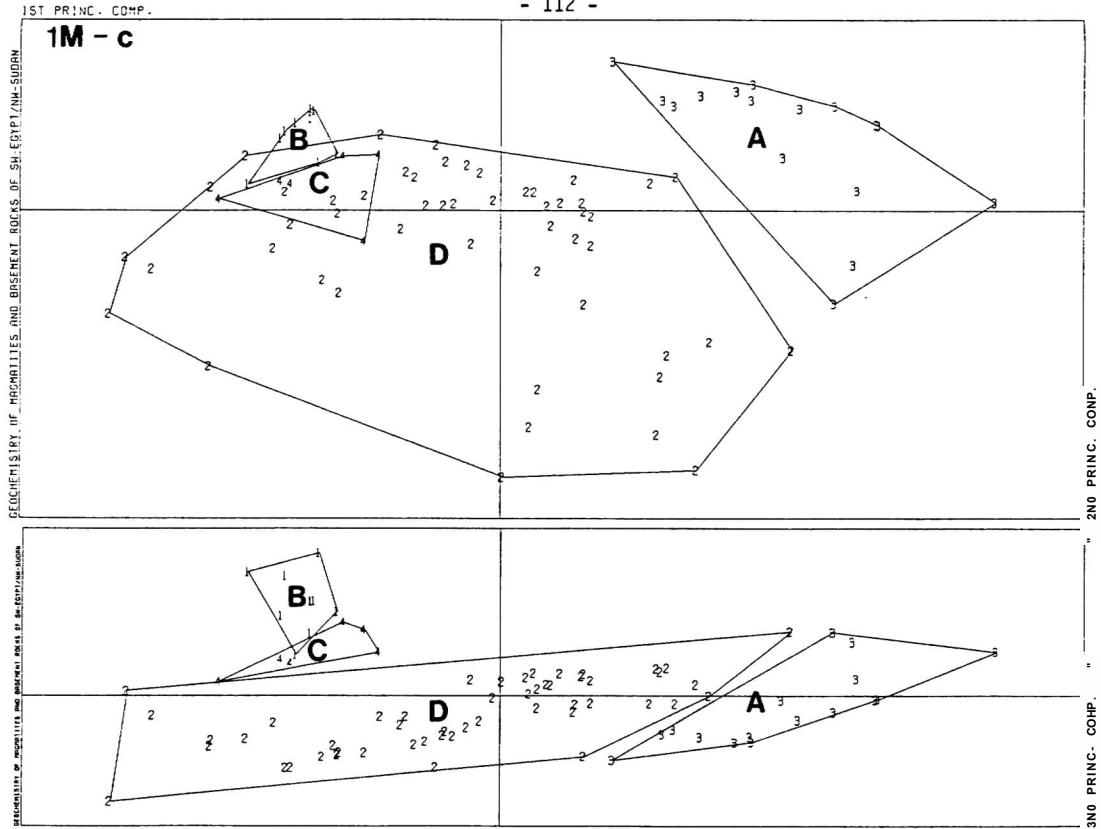
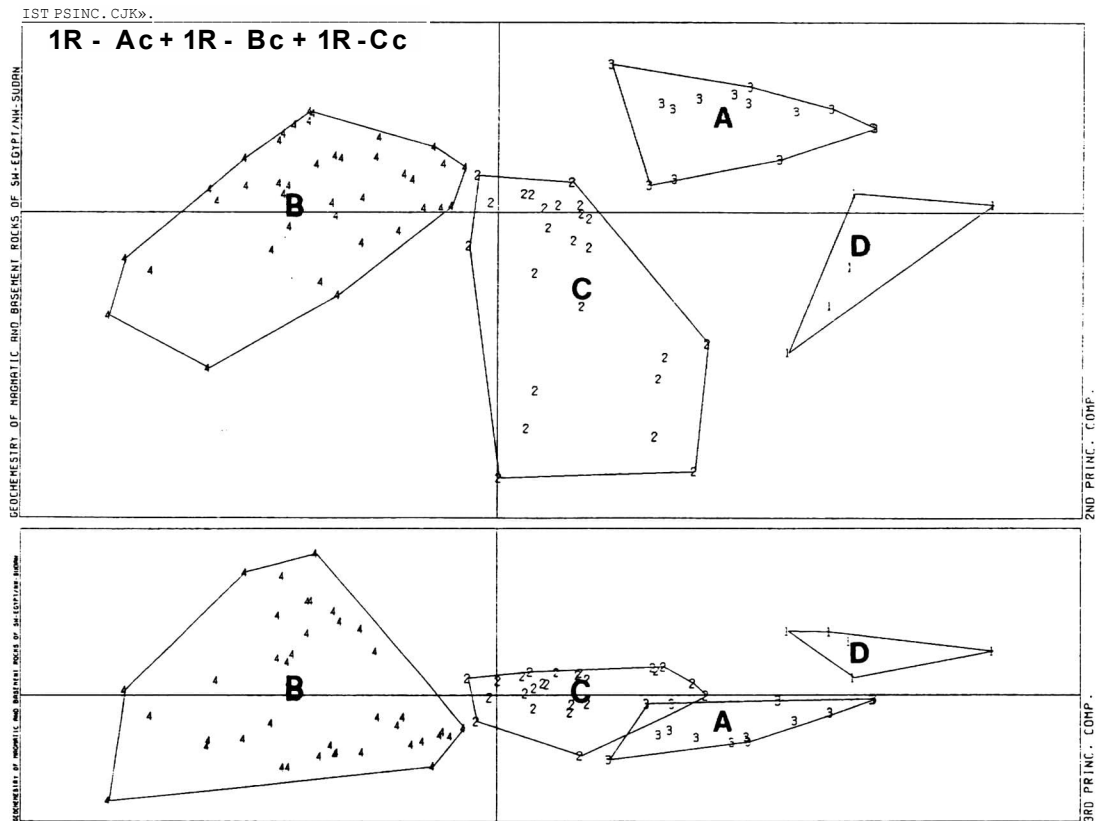


Abb. 4.4.4.5c: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.5c: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

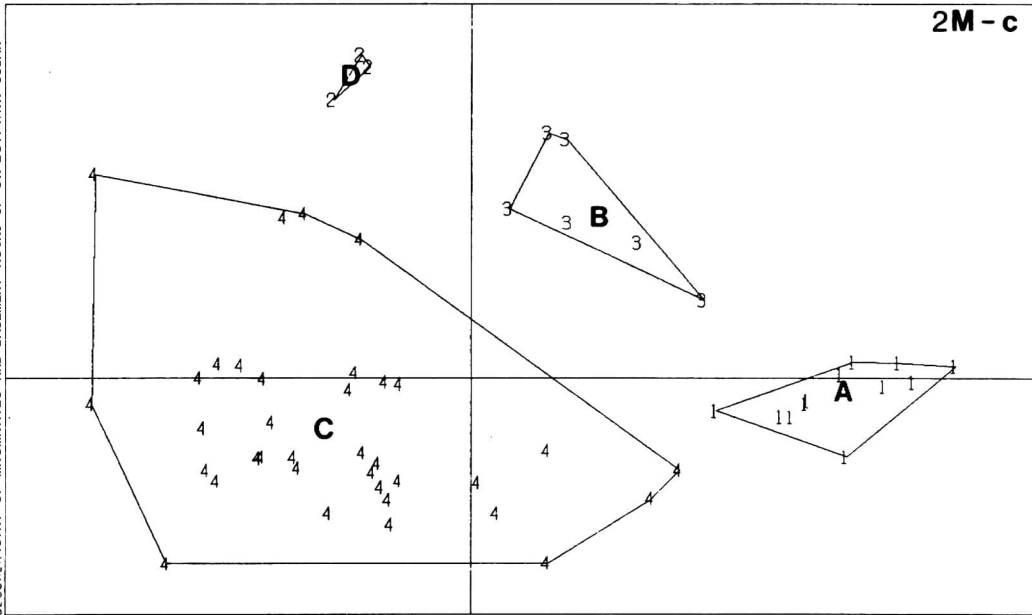


Abi) 4.4.4.5di Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.5d: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

2M - c

GEOCHEMISTRY OF MRGMRTITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN

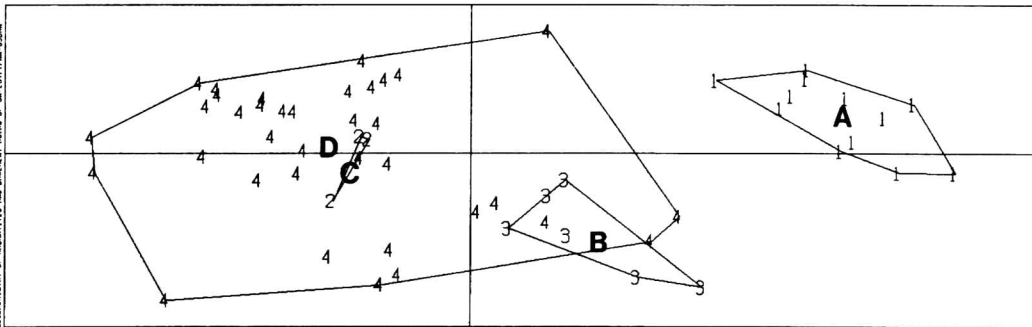


2ND PRINC. COMP.

Abb. 4.4.4.6a:
Erklärung
siehe
unterhalb von
Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.6a:
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

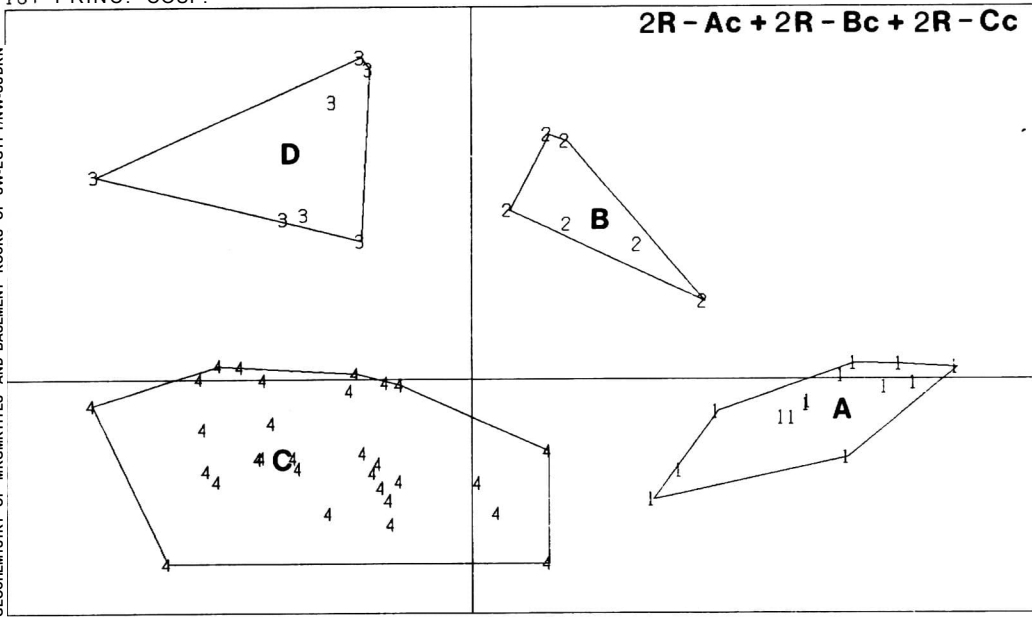
GEOCHEMISTRY OF MRGMRTITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN



3RD PRINC. COMP.

2R - Ac + 2R - Bc + 2R - Cc

GEOCHEMISTRY OF MRGMRTITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN

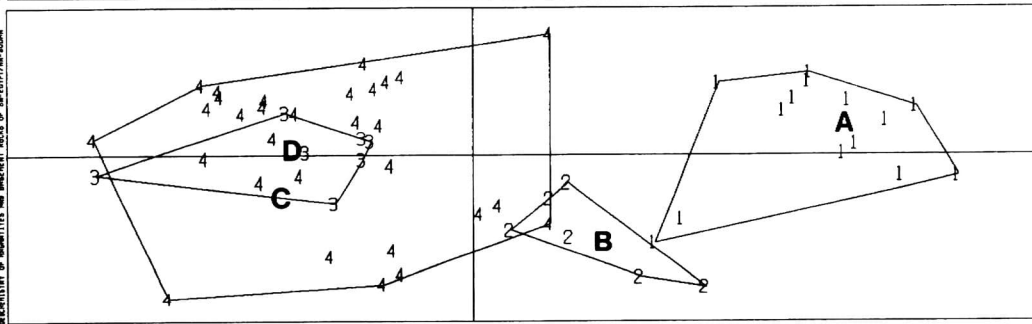


2ND PRINC. COMP.

Abb. 4.4.4.6b:
Erklärung
siehe unter-
halb von Abb.
4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.6b:
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

GEOCHEMISTRY OF MRGMRTITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN



3RD PRINC. COMP.

Resultat: 2 R - Cb, tess = 20.4 Cluster: A B C 0 E Proben-Nr. 1-29 1-51 1-35 535-12 1-16A 1-37 1-7 1-2 1-33 2-1 527-1 1-36 535-13 1-38 1-8 546-1 1-34 2-2 1-38A 1-9 R41A 1-60 2-3 1-388 1-11 1-51 1-105 2-4 1-61 1-14 526-1 2-5 509-3 HS 527-1 2-6 512-1 1-83A 529-3 2-7 520-1 1-106 530-5 2-8 111 256 2-9 1-23 258 2-10 516-1 260 2-11 516-3 Typ: extr. meta., extr. intr. meta., intr. meta., intr., extr. caec: 0.227 0.402 0.395 0.605 0.297						Resultat: 2 R - Ca, tess = 17.3 Cluster: A B C D E F Proben-Nr. 1-29 1-35 535-12 1-16A 1-37 1-7 1-25 1-33 1-2 2-1 1-36 535-13 1-38 1-8 1-26 1-34 546-1 2-2 1-38A 1-9 1-48 1-60 R41A 2-3 1-388 1-11 1-51 1-105 2-4 1-61 1-14 526-1 2-5 509-3 1-15 527-1 2-6 512-1 1-83A 529-3 2-7 «O' 1-106 530-5 2-8 111 256 2-9 1-23 258 2-10 516-1 2-11 516-3 Typ: extr. intr. meta., intr. meta., meta., extr. intr. caec: 0.138 0.402 0.284 0.387 0.297 0.605					
Resultat: 2 Rb + 2 R - Ab + 2 R - Bb, tess = 17.9 Cluster: A B C 0 E Proben-Nr. 1-29 1-35 535-12 1-16A 1-37 1-7 1-25 1-33 1-2 C-1 1-38 1-8 1-26 1-34 546-1 2-2 1-38A 1-9 1-48 R41A 2-3 1-388 1-11 1-51 1-105 2-4 1-61 1-14 526-1 2-5 509-3 1-15 527-1 2-6 512-1 1-83A 529-3 2-7 520-1 1-106 530-5 2-8 111 256 2-9 1-23 258 2-10 516-1 2-11 516-3 Typ: extr. intr. meta., intr. meta., meta., extr. intr. caec: 0.138 0.284 0.387 0.581						Resultat: 2 H - Ra, tess = 16.8 Cluster: A B C D E F Proben-Nr. 1-35 535-12 1-16A 1-37 1-7 1-25 1-33 1-2 1-36 535-13 1-38 1-8 1-26 1-34 546-1 1-38A 1-9 1-48 R41A 1-38B 1-11 1-51 1-105 1-61 1-14 526-1 1-15 527-1 1-83 256 1-83A 258 520-1 1-106 1-23 516-3 Typ: extr. intr. meta., intr. meta., meta., meta. caec: 0.402 0.214 0.302 0.458					
Resultat: 2 H - c, tess = 19.1 Cluster: A B C D E Proben-Nr. 1-2 1-7 1-25 1-33 1-2 546-1 1-8 1-26 1-34 546-1 1-37 1-9 1-48 R41A 1-38 1-11 1-51 1-105 1-38A 1-14 526-1 1-388 1-15 527-1 1-61 1-83 529-3 509-3 1-106 111 512-1 1-23 256 520-1 516-1 258 516-3 260 530-5 Typ: intr. meta., meta., extr. intr. caec: 0.278 0.545 0.526						Resultat: 2 H - a, tess = 17.5 Cluster: A B C D E F Proben-Nr. 1-2 1-7 1-25 1-33 R41A 1-25 546-1 1-8 1-34 1-34 546-1 1-9 1-60 526-1 1-105 529-3 1-37 1-14 111 1-38 1-15 260 1-38A 1-83 1-388 1-83A 1-61 1-106 509-3 512-1 1-23 520-1 516-1 516-3 530-5 Typ: intr. meta., extr. intr. meta. caec: 0.278 0.526 0.515					

Tab. 4.4.4.7: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Tab. 4.4.4.8: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Tab. 4.4.4.7: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

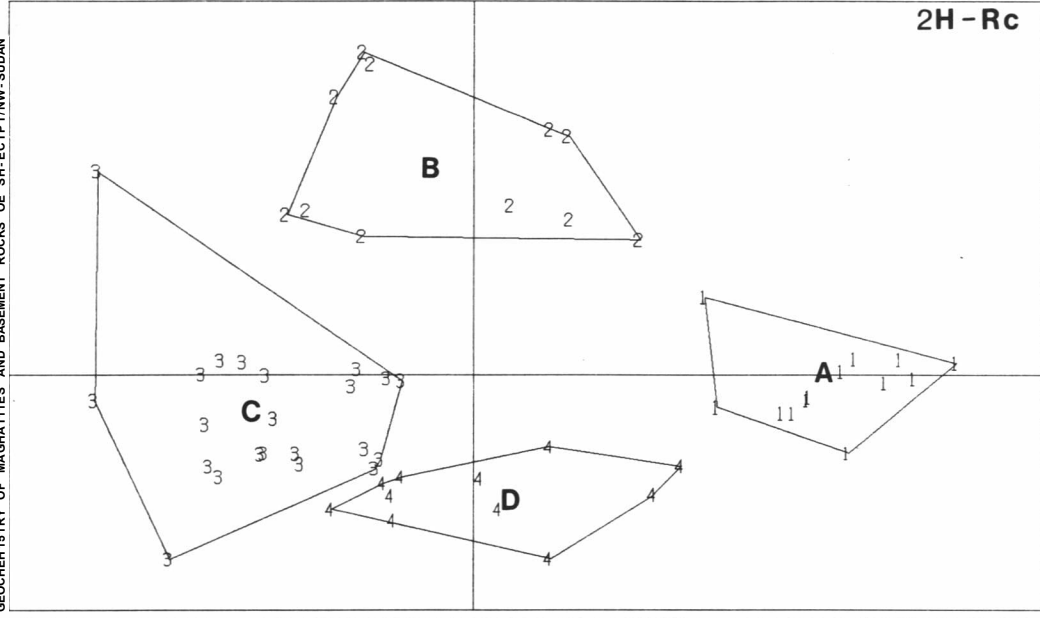
Tab. 4.4.4.8: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

doch alle Resultate generell in Teilgruppen große Koinzidenz. Die feldgeologische Gruppenstruktur insbesondere in Hinblick auf die beiden Metamorphittypen ist weitgehend vorhanden. Die Zusammengruppierung der beiden Intrusivgesteine "gp" und "gg" mit den Anatexiten in Cluster "C" sowie die Trennung der Syenite und Trachyte in die zwei Cluster "B" und "E" deuten unter Berücksichtigung der erweiterten Informationsbasis auf genetische Ursachen hin.

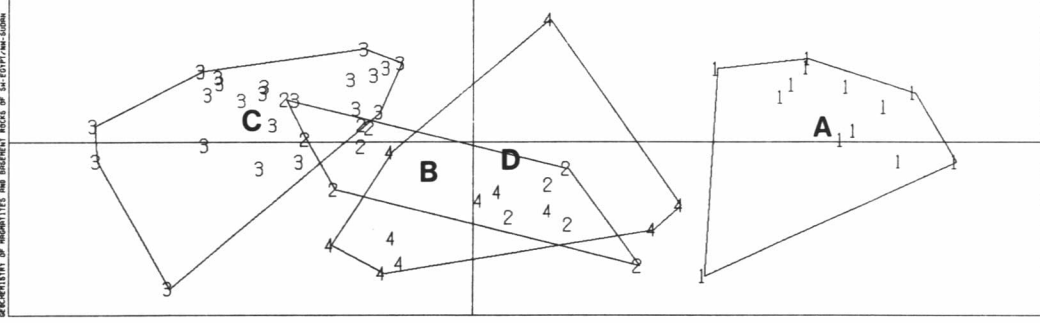
Die Reduktion der Gruppierung von der 6- auf die 5-Cluster-Ebene bestätigt durch die für den 57-er Datensatz als "globales Optimum" angesehen übereinstimmenden Resultate 2H-Rb, 2R-Ab und 2R-Bb (Tab. & Abb. 4.4.4.71 das Ergebnis 2R-Ca. Sie zeigt» daß die geochemische Affinität der syenitisch-trachytischen Teilgruppen zueinander geringer ist als die der einen Teilgruppe zur Gruppe der gr-Granite» wie Cluster "E" belegt. Von dem "globalen Optimum" ist weiterhin zu folgern» daß sich die Anatexite von den Granuliten in den Spurenelementen unterscheiden, daß das Paläosom in Bestätigung der Diskussion von Abs. 4.4.1 eine Zwischenstellung zu beiden Gruppen einnimmt, daß die basischen Vulkanite geochemisch eine Einheit darstellen, und daß im Grundgebirge möglicherweise hochmetamorphe, alkalische Magmatite stecken (1-16A, Cluster "B"), obwohl bei der feldgeologischen Arbeit keine darauf hinweisenden Strukturen erkannt wurden.

2H-Rc

GEOCHEMISTRY OF MAGMATITES AND BASEMENT ROCKS OF SH-EGYPT/NW-SUDAN



2ND PRINC. COMP.



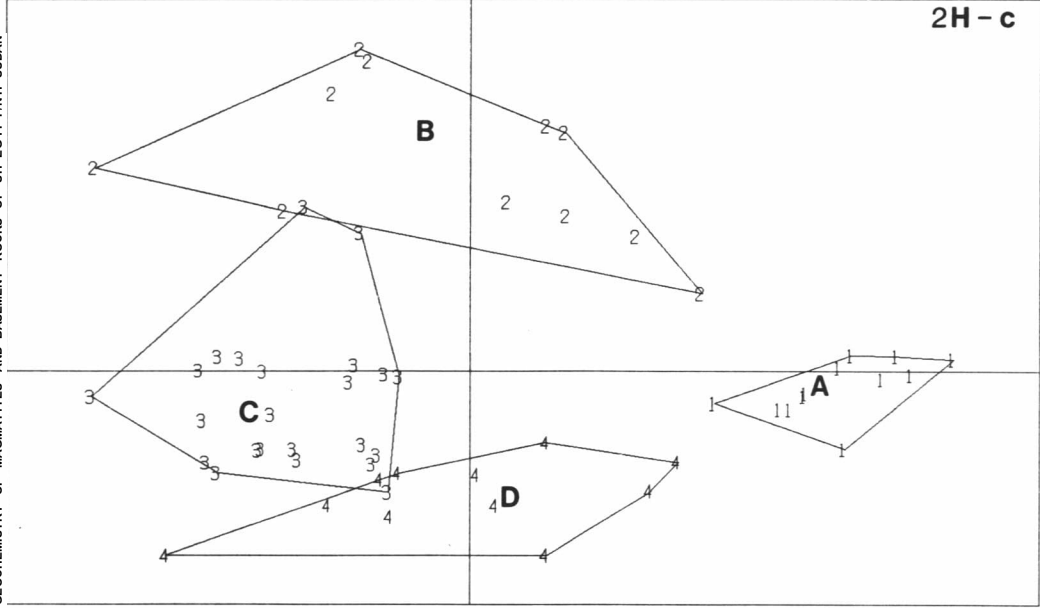
3RD PRINC. COMP.

Abb. 4.4.4.6c: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

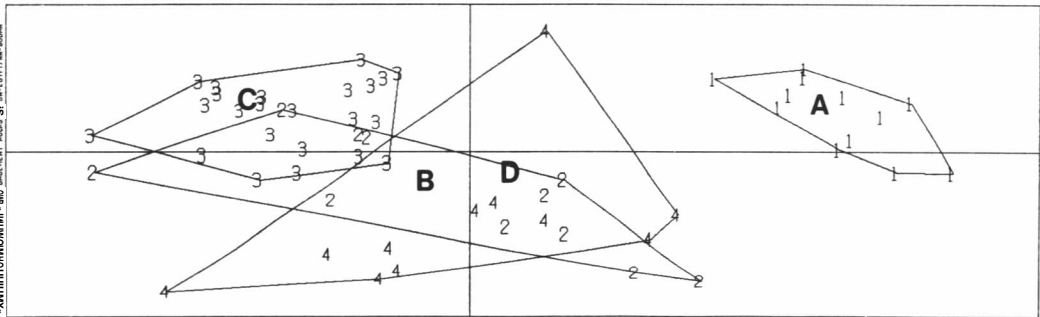
Fig. 4.4.4.6c: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

2H-c

GEOCHEMISTRY OF MAGMATITES AND BASEMENT ROCKS OF SH-EGYPT/NH-SUDAN



2ND PRINC. COMP.



3RD PRINC. COMP.

Abb. 4.4.4.6d: Erklärung siehe unterhalb von Abb. 4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.6d: Explanation see below fig. 4.4.4.7c.

Abb. 4.4.4.7a:
Erklärung
siehe unter-
halb von Abb.
4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.7a:
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

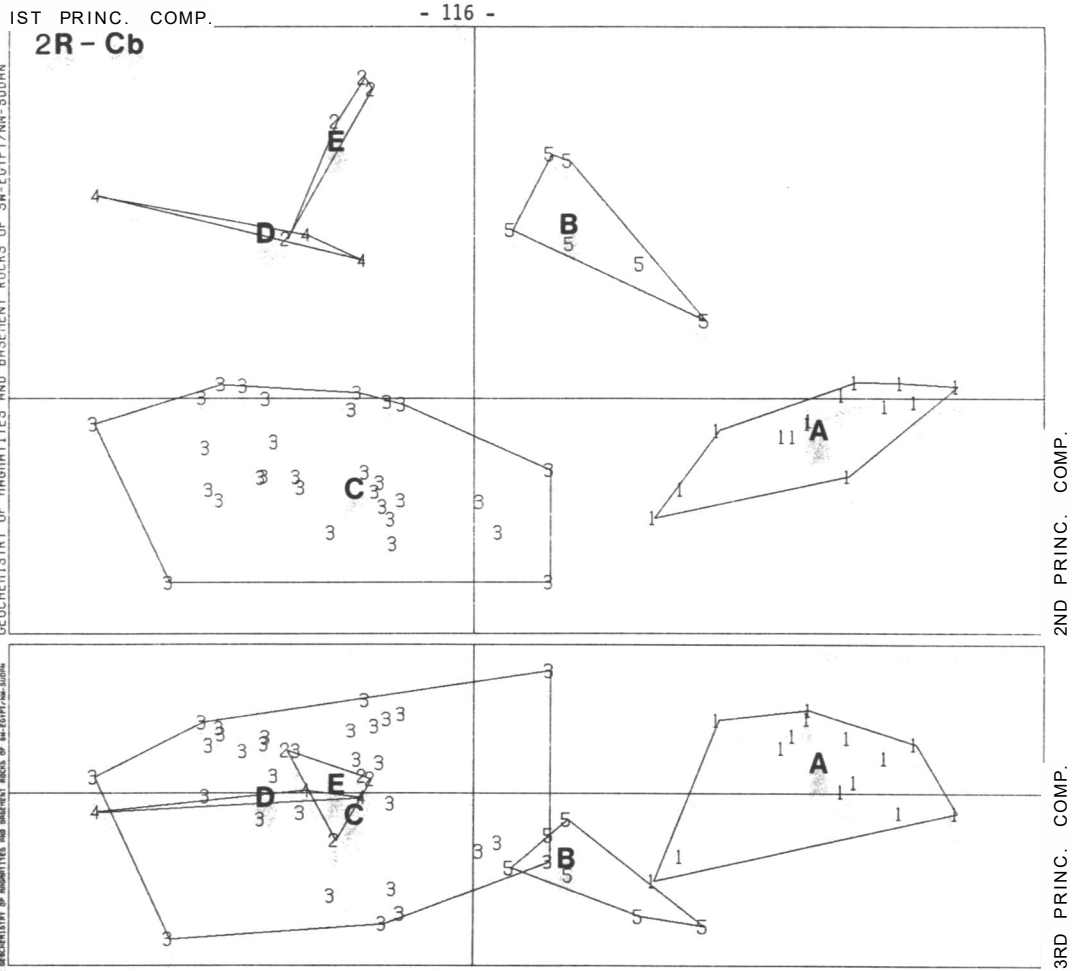


Abb. 4.4.4.7b:
Erklärung
siehe unter-
halb von Abb.
4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.7b:
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

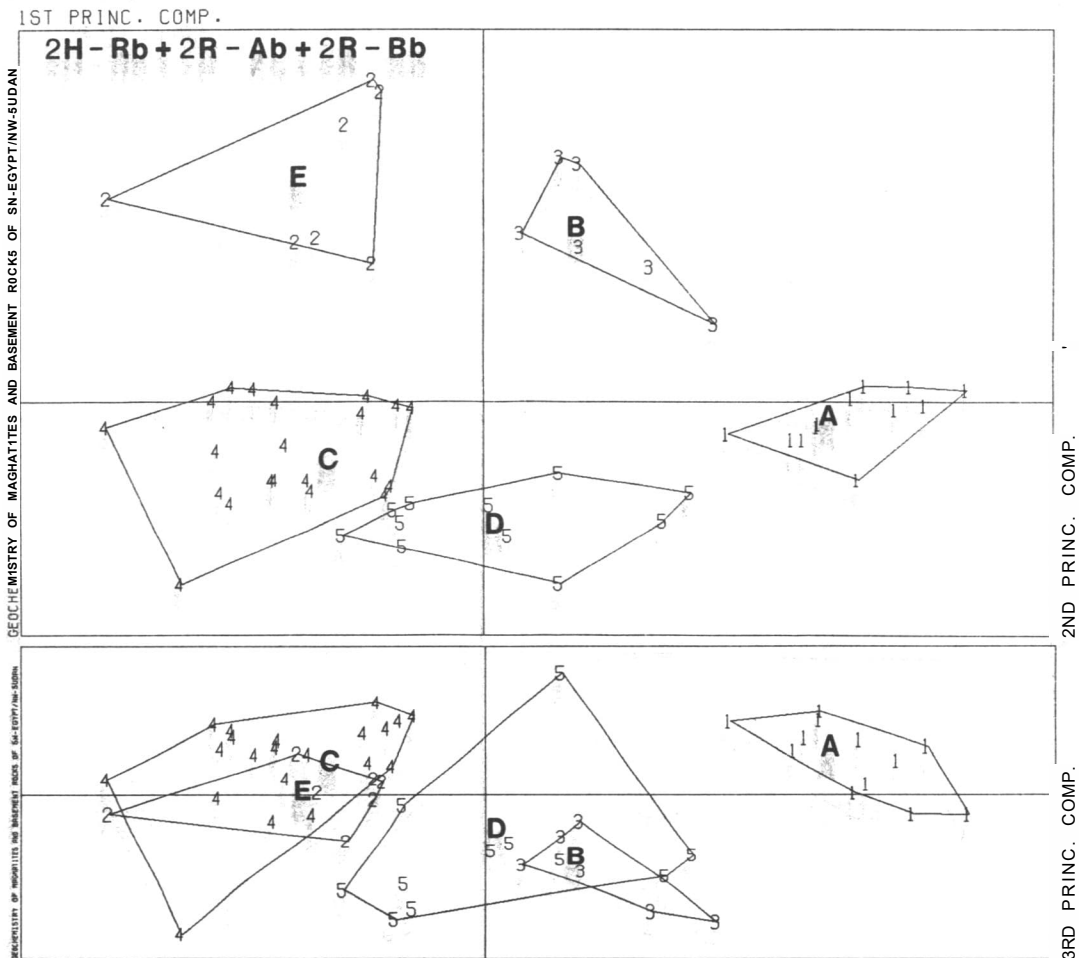
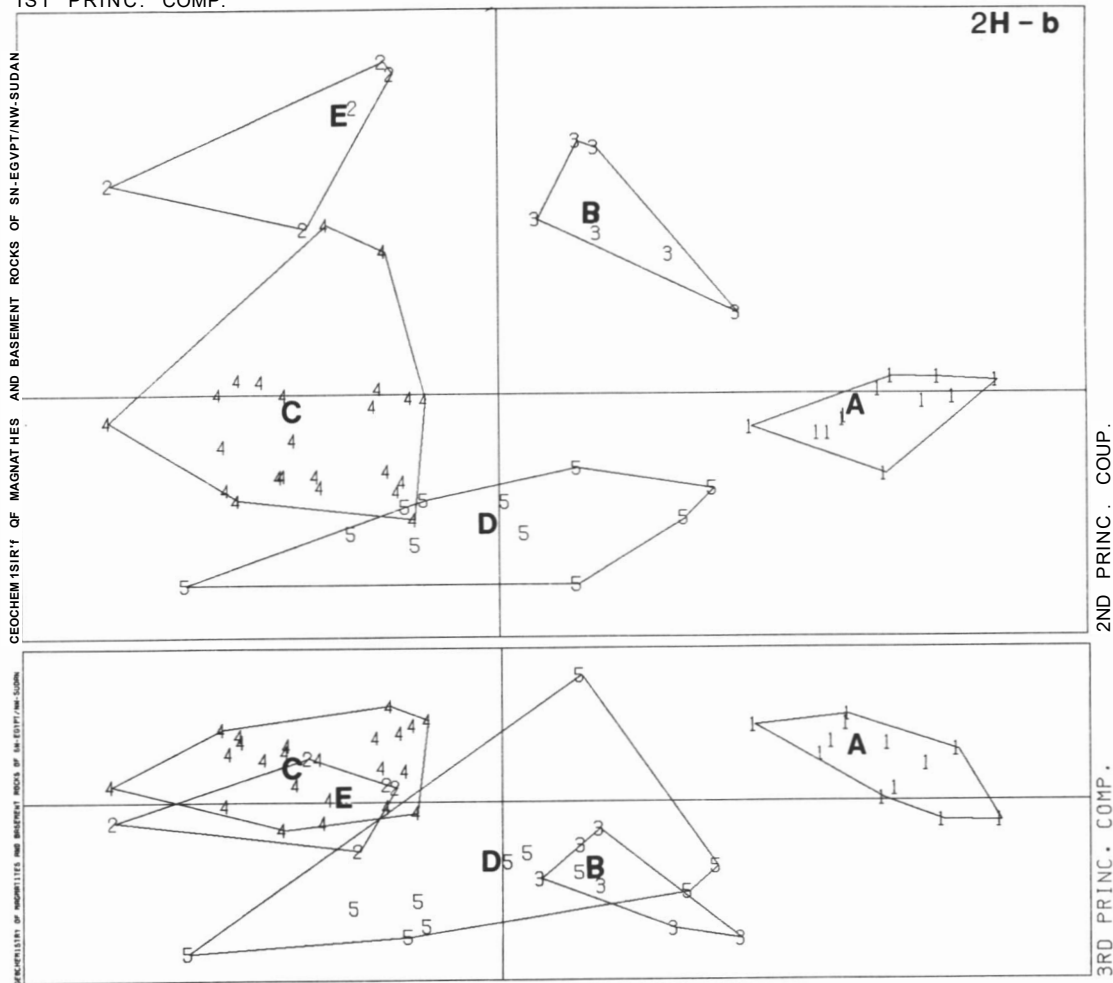


Abb. 4.4.4.7c:
Erklärung
siehe unter-
halb von Abb.
4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.7c:
E>planation
see below fig.
4.4.4.7c.



Erklärung zu den Tab, bzw. Abb. 4.4.4.3 bis 4.4.4.8: Dargestellt sind die entsprechend der Übersicht in Tab. 4.4.4.1 & 4.4.4.2 erzielten Cluster-Resultate in Form von zwei Hauptkomponenten-Streudiagrammen (1.HK vs. 2.HC & 1.HK vs. 3.HC). Die jeweilige(n) Resultatsbezeichnung(n) steht (stehen) in jeder Abb. innen am oberen Rand des jeweils ersten Diagramms in fetter Schrift. Die Punktlage der jeweiligen Clusterelemente (Proben) wird durch gleichlautende Zahlen markiert. Die jedem Cluster zuzuordnenden Proben sind den jeweils zugehörigen, gleichlautend nummerierten tabellarischen Aufstellungen zu entnehmen. Die Cluster sind in den Diagrammen und Tabellen mit übereinstimmenden Großbuchstaben gekennzeichnet. Abkürzungen in den Tabellen: tess = Gesamtsummedes quadratischen Fehlers, caec = mittlerer Fehlerkoeffizient im Cluster, meta. = metamorphe Gest., intr. = intrusive Gest., extr. = extrusive Gest..

In den Diagrammen gibt die räumliche Distanz zwischen den Clustern die Güte der erreichten Trennung der Gruppen untereinander wieder, während die Probenstreuung innerhalb der Cluster ein Gütemaß für die geochemische Übereinstimmung der Zusammengefaßten Gesteine ist, das numerisch der caec-Wert widerspiegelt. Der tess-Wert ist ein Gütemaß für das jeweilige Gesamtergebnis. Weiteres siehe Text.

Explanation for tab. and fig. 4.4.4.3 to 4.4.4.8, respective! Depicted are cluster results achieved as to Compilation of tab. 4.4.4.1 & 4.4.4.2 in the manner of two principal component scattergrams (1st pc vs. 2nd pc & 1st pc vs. 3rd pc). The respective designation(s) result(s) is (are) denoted in each fig. of the respective upper diagram in bold print. Inside on top. The point position of each cluster element (sample) is marked by similar numbers. Individual samples of each cluster are to infer the respective, accordingly numbered tabular listings. To render this, clusters are indicated by according caps. Abbreviations used in tables: tess = total error sum of squares, caec = within cluster average error coefficient, meta. = metamorphic rocks, intr. = intrusive rocks, extr. = extrusive rocks.

In the scattergrams the spatial distance between the clusters exhibits the quality of achieved disintegration between the groups, while scatter of samples within the cluster is a measure for geochemical coincidence of comprised rocks, which is numerically reflected by the caec-value. The tess-value gives the quality for distinct overall result. Further see text.

Abb. 4.4.4.8a:
Erklärung
siehe unter-
halb von Pbb.
4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.8a:
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

IST PRINC. COMP.

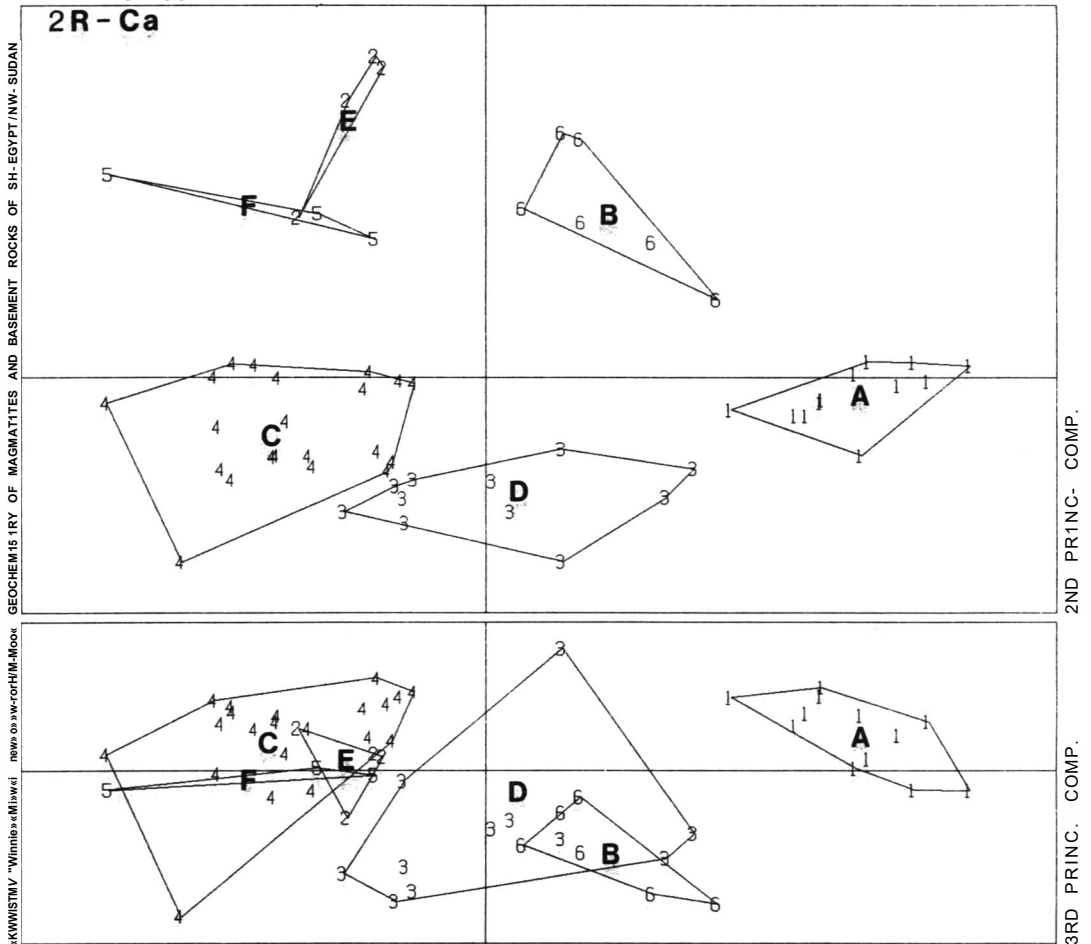
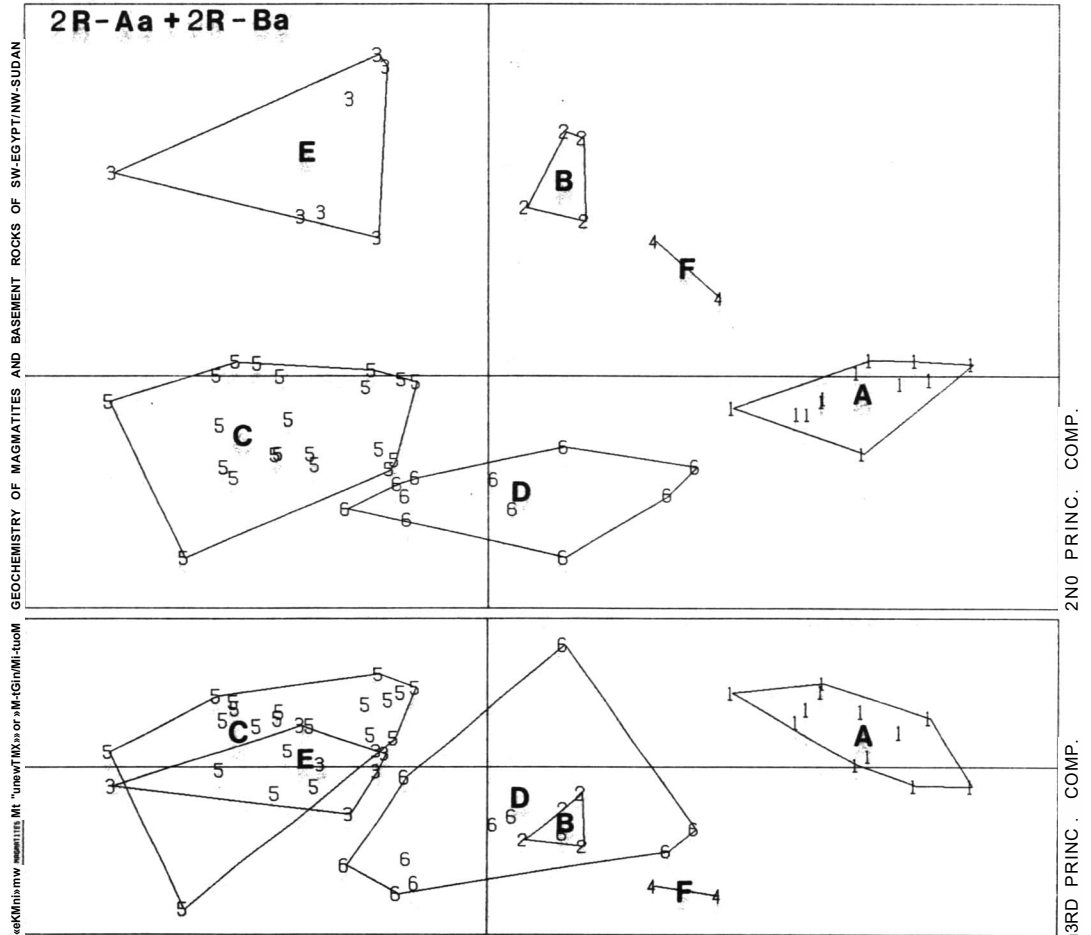


Abb. 4.4.4.8b:
Erklärung
siehe unter-
halb von Abb.
4.4.4.7c.

Fig. 4.4.4.8b:
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

IST PRINC. COMP.

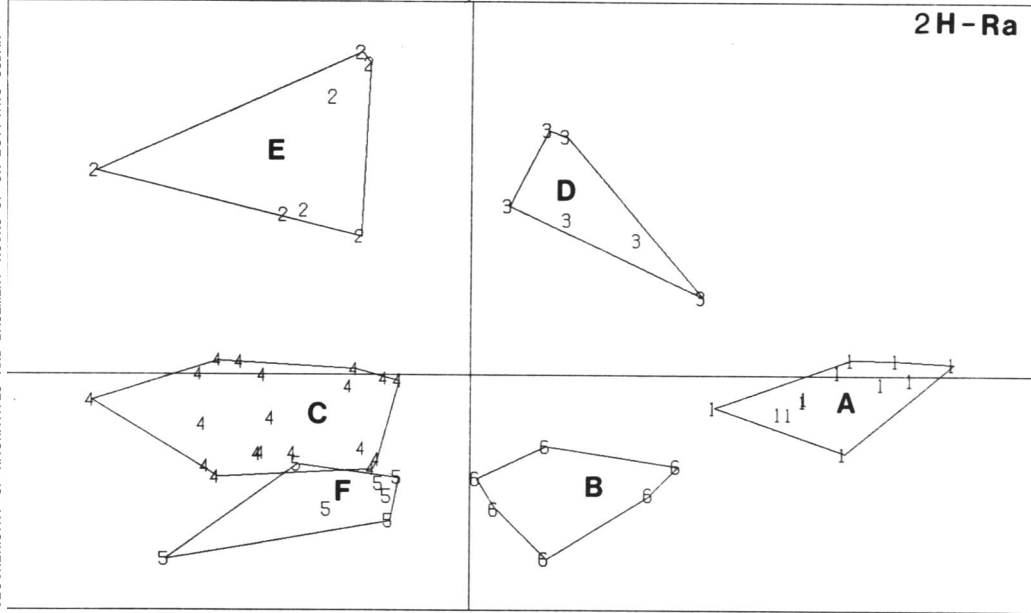


2H-Ra

fib. 4.4.4.8c;
Erklärung
siehe unter-
halb von ?bb.
4.4.4.7c.

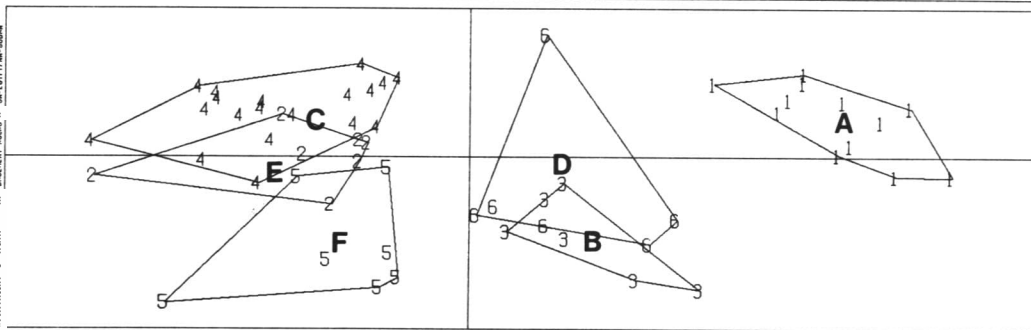
Fig. 4.4.4.8c;
Explanation
see below fig
4.4.4.7c.

GEOCHEMISTRY OF HAGIATITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN



2ND PRINC. COMP.

GEOCHEMISTRY OF MAGMATITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN



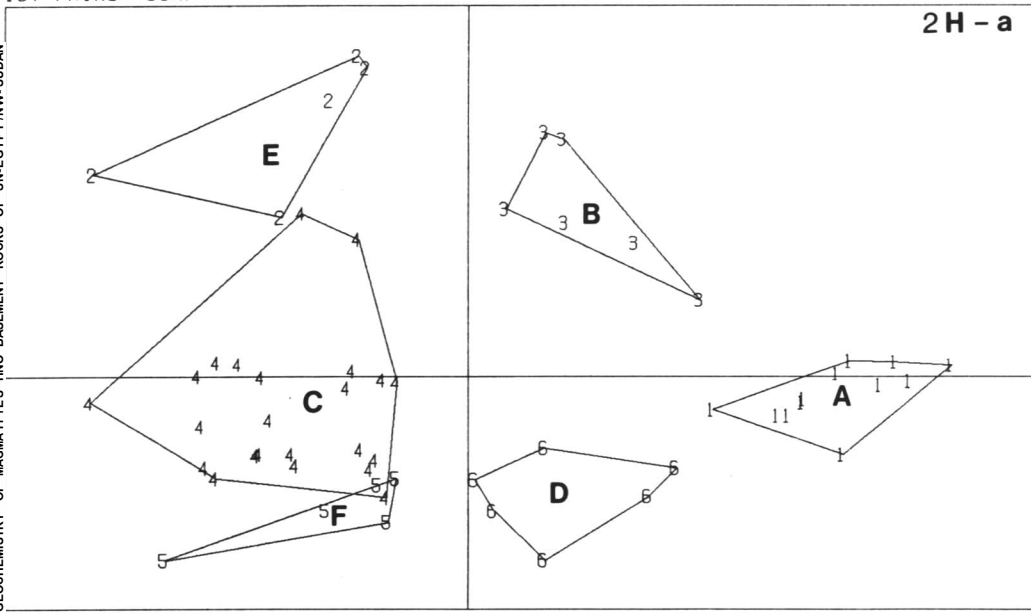
3RD PRINC. COMP.

2H-a

/t>. 4.4.4.88;
Erklärung
siehe unter-
halb von />bb.
4.4.4.

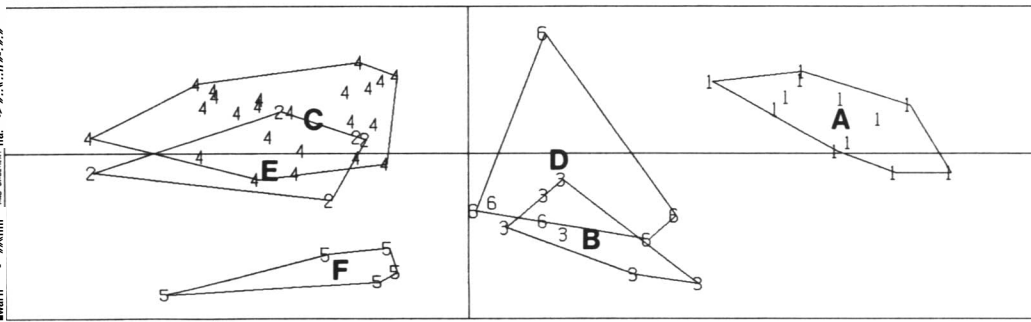
F.iff.4.4.4.84;
Explanation
see below fig.
4.4.4.7c.

GEOCHEMISTRY OF MAGMATITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN



2ND PRINC. COMP.

GEOCHEMISTRY OF MAGMATITES AND BASEMENT ROCKS OF SW-EGYPT/NW-SUDAN



3RD PRINC. COMP.

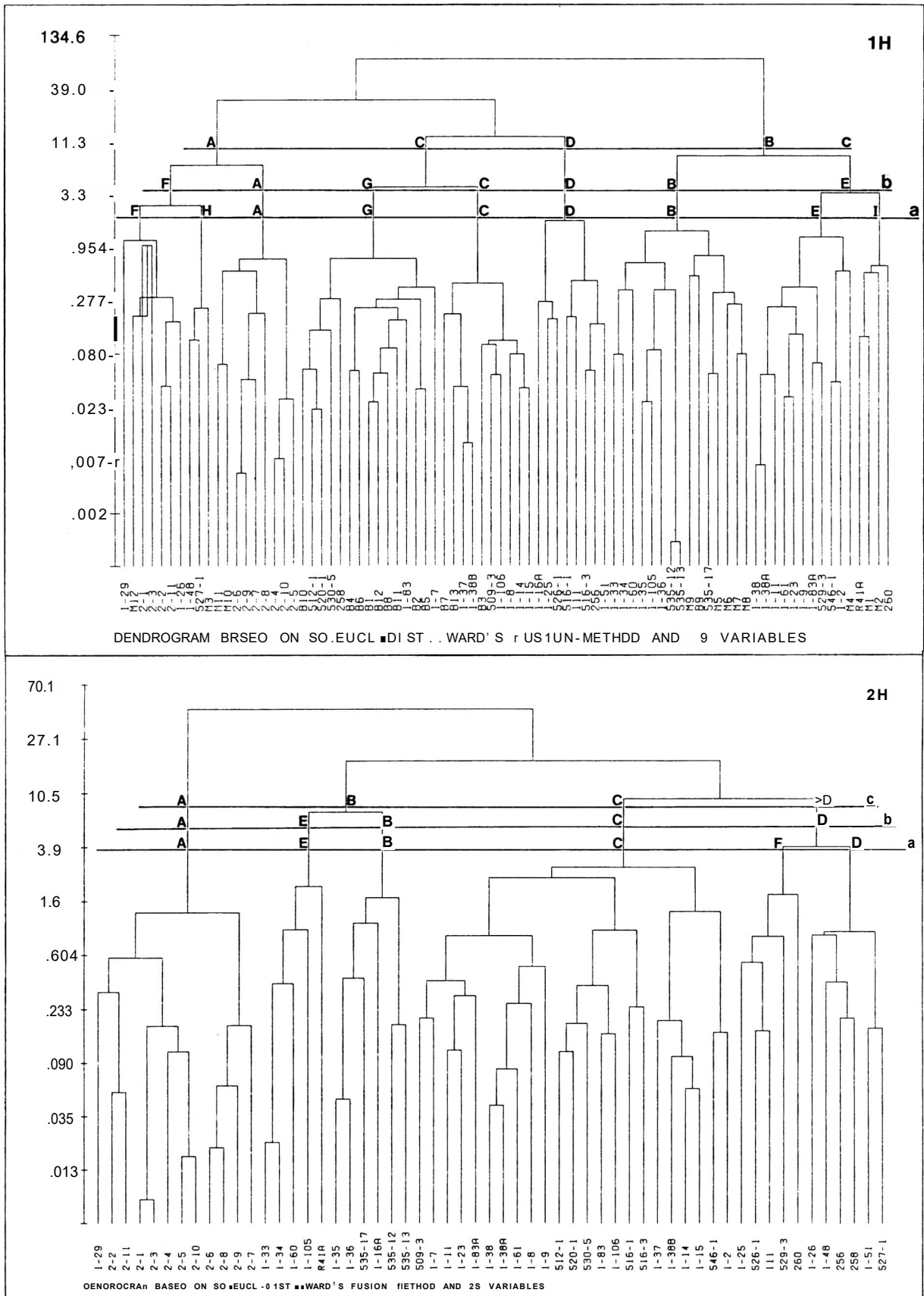


Abb. 4.4.4.9: Für die beiden Datensätze das jeweils resultierende Dendrogramm der Prozedur "Hierarchy" mit den im vorangehenden als Hauptkomponenten-Streudiagramm dargestellten Resultaten 1H-a-b-c bzw. 2H-a-b-c.

Fig. 4.4.4.9; For both datasets the respective dendrogram as generated by procedure "Hierarchy" with special referenc to results 1H-a-b-c and 2H-a-b-c given as principal component scattergrams before.

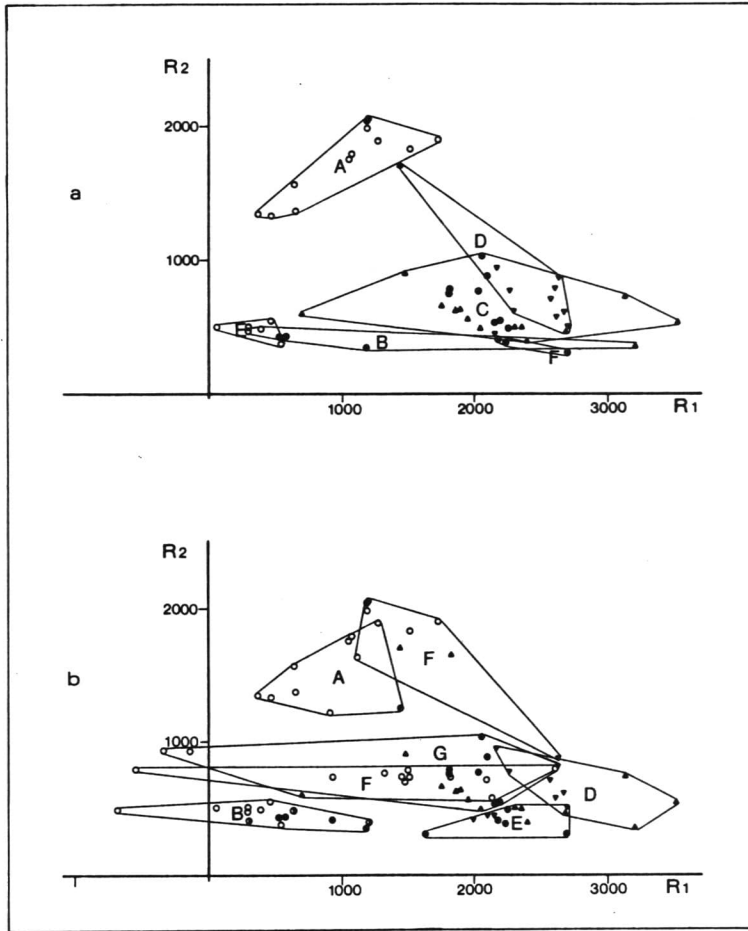


Abb. 4.4.4.10a & b: Projektion der mit CLUSTAN erzielten Gruppierungsergebnisse in den Datenraum des R1,R2-Diagramms a: Resultat 2R-Ca (57-er Datensatz), b: Resultat IH-Rb (82-er Datensatz), vergl. auch Tab. 4.4.4.4 4 4.4.4.8 aber insbesondere Abb. 4.4.1.3. Symbole siehe Anhang Tab. A1.

Fig. 4.4.4.10a 4 b: Projektion of groupings established with CLUSTAN into the data space of the R1,R2-diagram. a: result 2R-Ca (57 samples), b: result IH-Rb (82 samples), compare as well tab. 4.4.4.4 4 4.4.4.8 in particular fig. 4.4.1.3. Symbols see appendix tab. A.

Auch hier zeigt die Projektion des Resultats 2R-Ca in das R1,R2-Diagramm, daß vor allem über die Variablen der R1-Achse hinaus, Gesteinsverwandtschaften durch die Spurenelemente gegeben sind (Abb. 4.4.4.10a).

Der geochemische Charakter eines jeden ermittelten Clusters ist am schnellsten zu erfassen, wenn die jeweilige **Variablen-signatur In Referenz zur mittleren kontinentalen Krustenzusammensetzung** betrachtet wird. Dieser Vergleich ist in Hin-

blick auf die besten Gruppierungsergebnisse für den 82-er Datensatz durch Abb. 4.4.4.11 und für den 57-er Datensatz durch Abb. 4.4.4.12 unmittelbar möglich. Das dargestellte Referenzsystem in Form der Zusammensetzung der post-archaischen kontinentalen Unterkruste, Oberkruste und des Krustendurchschnitts basiert auf Daten von TAYLOR & MCLENNAN(1981) und WEDEPOHL(1978). Sofern TAYLOR & MCLENNAN keine Angaben machen, wurden sie durch Angaben von WEDEPOHL ergänzt oder selbst berechnet. So wurden für Ta und Cs als Unterkrustenwert Angaben von WEDEPOHL (ob.zit.) für ozeanischen Basalt bzw. ozeanische Kruste herangezogen. Die Oberkrustenwerte für P und Ga wurden unter der von WEDEPOHL (ob.zit.) übernommenen Annahme einer durchschnittlichen Zusammensetzung von 40 : 60 Vol.-% Magmatiten zu Metamorphiten berechnet. Die Anteile der Magmatite wurden wie folgt angenommen:

43.5 Vol.-%	Granit, Qz-Monzonit
42.5 Vol.-%	Granodiorit, Tonalit
1.0 Vol.-%	Diorit
12.5 Vol.-%	Gabbro, Basalt
0.5 Vol.-%	Syenit, alkaline Gesteine
0.5 Vol.-%	Peridotit.

Die Anteile an Metamorphiten entsprechend:

81.5 Vol.-%	Gneis, Glimmerschiefer
18.5 Vol.-%	Amphibolit.

Gemäß dem Vorgehen von TAYLOR (ob.zit.) wurden dann die Unterkrustenwerte für P, Ga und Zn durch Fraktionierung der Oberkruste vom Krustendurchschnittswert ermittelt, wobei von einem Verhältnis Ober- zu Unterkruste von 2:1 ausgegangen wurde. Abschließend wurden alle Werte nach der In-Rat1o Transformation umgerechnet (s. Abs. 4.3.3).

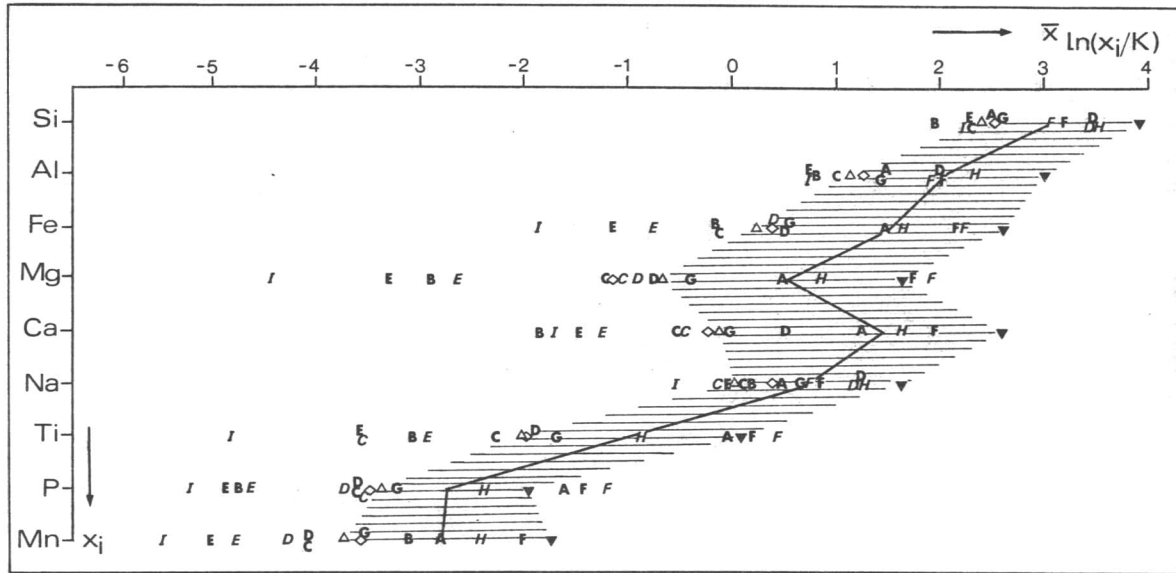


Abb. 4.4.4.11: Für den 82-er Datensatz ein Variablenvergleich zwischen moderner (post-archaischer) kontinentaler Krustenzusammensetzung (TAYLOR & McLENNAN, 1981) und der Zusammensetzung der jeweiligen Cluster (Buchstaben) der Resultate "IH-Ra+IR-Ba+IR-Ca" (Schrägbuchstaben) für 9 Cluster und "IH-Rb" (Senkrechtbuchstaben) für 7 Cluster. Die Buchstaben sind dabei Identisch mit den Clustercodes der Tab. und Abb. 4.4.4.3 & 4.4.4.4. Bei Koinkidenz der Cluster ist nur Resultat IH-Rb dargestellt.
 O = Datensatzdurchschnitt, schwarze Linie = moderner kontinentaler Krustendurchschnitt
 A = moderne kontinentale Oberkruste, ▼ = moderne kontinentale Unterkruste.

Fig. 4.4.4.11: For dataset Including 82 samples a comparison of variables between modern (post-archaean) Continental crust composition (TAYLOR & McLENNAN, 1981) and that of the respective cluster (letters) of results "IH-Ra+IR-Ba+IR-Ca" (oblique letters) for 9 clusters and "IH-Rb" (up-right letters) for 7 clusters. Letters are in accordance with respective cluster codes in tab. and fig. 4.4.4.3 & 4.4.4.4. In case of coincidence of clusters, result IH-Rb is depicted only.
 O = dataset average, black line = modern Continental crust average,
 A = modern Continental upper crust, ▼ = modern Continental lower crust.

Das Diagramm für 82 Proben (Abb. 4.4.4.11) zeigt nun, daß die Mehrzahl der Cluster in den Hauptelementen meist deutlich überdurchschnittliche Oberkrustencharakteristik aufweisen (Cluster "C", "E", "B"). Die überwiegend Extrusiva beinhaltenden "basischen" Cluster "A" und "F" lassen für viele der Variablen die Tendenz zu Krustendurchschnitts- bzw. Oberkrustenwerten erkennen. Dementgegenesetzt, zeigen die metamorphen Gesteine von Cluster "D" in den Proportionen $\ln(\text{Si}/\text{K})$, $\ln(\text{Al}/\text{K})$, $\ln(\text{Ca}/\text{K})$ und $\ln(\text{Na}/\text{K})$ deutlich Unterkrustentendenz, während die restlichen Variablen deutlich Oberkrustencharakteristik widerspiegeln.

Aussagekräftiger ist das entsprechende Diagramm für den 57-er Datensatz (Abb. 4.4.4.12). Im Vergleich zu post-archaischer Kruste zeigen die Metamorphite - durch die Cluster "0" und "C" repräsentiert - bei den signifikanten Spurenelementen Rb, Th, U sowie K, aber auch bei Nb, Hf, Zr deutlich (moderne) Unterkrustencharakteristik, d.h. es besteht eine Verarmung an diesen Elementen. Bei der Granoblastit-Formation (Cluster "D") ist diese aber gerade bei den hoch inkompatiblen Rb und Th deutlich stärker entwickelt als bei der Anatexit-Formation (Cluster "C"). Ba und Sr lassen dagegen für die Anatexite (und assoziierten Magmatite) eindeutig Oberkrustencharakteristik erkennen, was in bezug auf absolute Gehalte eine Betonung beider Elemente in der Granoblastit-Formation bedeutet. Der Darstellung ist somit unmittelbar die geochemische Differentiation zwischen beiden Gesteinsgruppen zu entnehmen, die durch den unterschiedlichen Verlauf der metamorphen Entwicklung bedingt ist. Die in Cluster "C" enthaltenen granitoiden Magmatite (vergl. Tab. 4.4.4.7) haben kaum Einfluß auf die Richtigkeit der Aussage, wie hier nicht wiedergegebene getrennte Betrachtungen gezeigt haben. Dagegen stützt vielmehr die gemeinsame Gruppierung von Anatexit-Formation und den Plutoniten der Typen "gp" und "gg" die an anderer Stelle vertretene These (Abs. 3.4.1), daß es sich bei beiden Typen auch um (Unter-)Krustenmobilisate handelt, erneut.

Ähnlich wie bei den Metamorphiten, können bei den alkalinen Magmatiten die Abb. 4.4.4.11 & 4.4.4.12

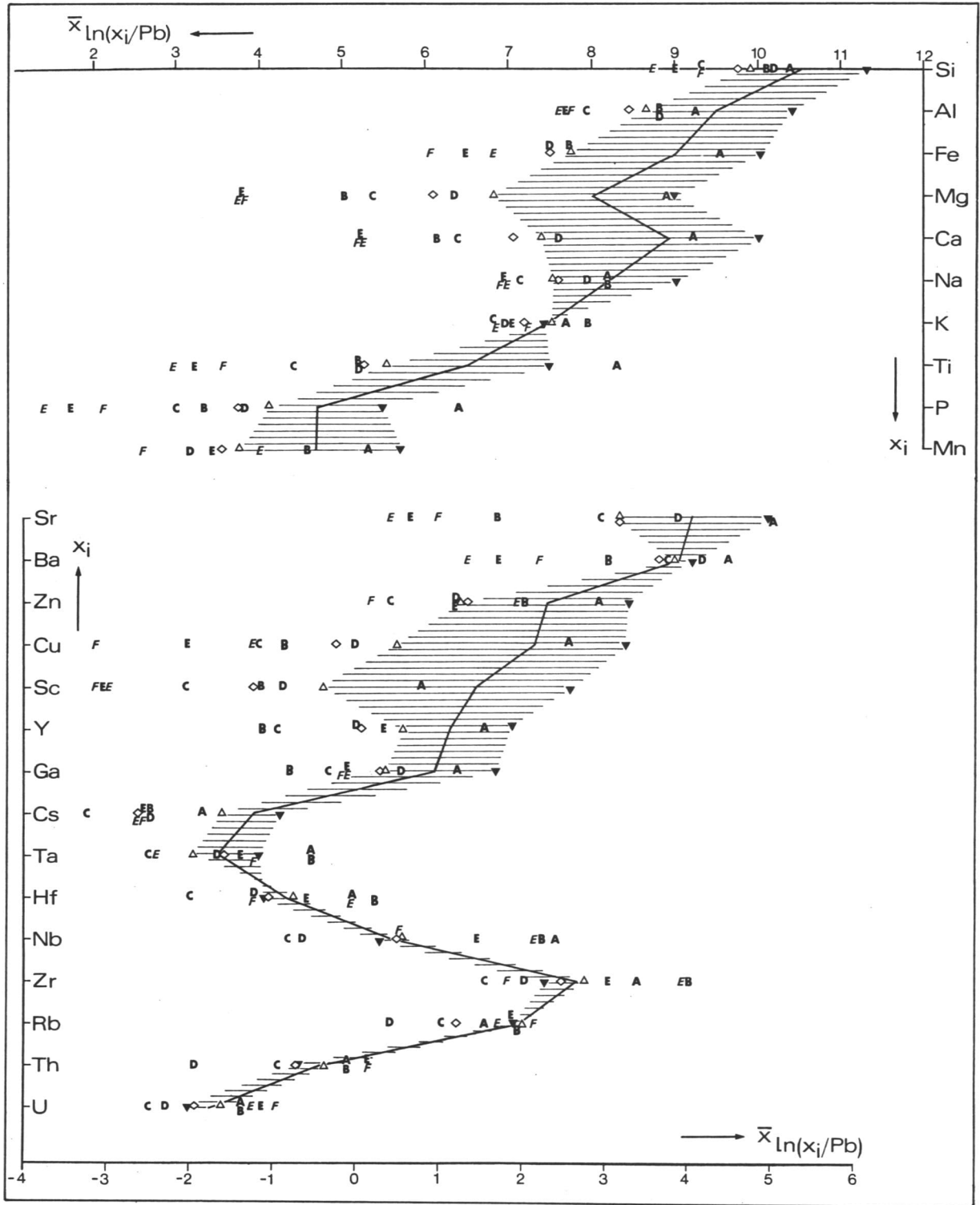


Abb. 4.4.4.12: Vergleichbar mit Abb. 4.4.4.11, doch für den 57-er Datensatz. Dargestellt sind die Resultate "2R-Ca" mit 6 Clustern (Schrägbuchstaben) und "2H-Rb+2R-Ab+2R-Bb" mit 5 Clustern (Senkrechtbuchstaben). Bei Koinzidenz der Cluster sind nur die Resultate 2H-Rb+.... dargestellt. Verqll. a. Tab. und Abb. 4.4.4.7 & 4.4.4.8.

Fig. 4.4.4.12: Same as fig. 4.4.4.11, however, for dataset including 57 samples. Shown are results "2R-Ca" with 6 Clusters (oblique letters) and "2H-Rb+2R-Ab+2R-Bb" with 5 Clusters (up-right letters). In case of coincidence of Clusters, results 2H-Rb+.... are depicted only. Compare as well tab. and fig. 4.4.4.7 & 4.4.4.8.

als Gradmesser der magmatogenen Differentiation der Gesteine benutzt werden. Für die basischen Vulkanite zeigt sich ein Differentiationsgrad vom Mantel (Datenraum gegeben durch die Verlängerung des Vektors Krustendurchschnitt-Unterkruste), der mit Ausnahme von Ti, P, Sr, Ba, Ta und Rb über den der modernen Unterkruste bei K, Th, U, Nb, Zr, Hf und Cs (letzteres ist unsicher da Datenbasis ungenau!) sogar über den der modernen Oberkruste hinausgeht (Cluster $^*A^n$ Abb. 4.4.4.12). Die meist weit über der modernen Oberkrustencharakteristik liegenden Trachyte, Syenite und Granite (Cluster $^nB^H, ^wE, ^H F^H$) weisen sich entsprechend als noch viel stärker differenziert aus. Die auf geringerer Datenbasis (weniger Elemente!) im R1»R2-Diagramm offene alkaline Magmendifferentiation drückt sich in diesem Zusammenhang im Verhältnis der basischen Vulkanite (Cluster $^nA^n$) zu den Trachyten (Cluster $^nB^n, ^nE^n$, fette Symbole in Abb. 4.4.4.12, vergl. Tab. 4.4.4.7 & 4.4.4.8) aus.

In bezug auf die Abb. 4.4.4.11 & 4.4.4.12 sei abschließend betont, daß Ihre Bedeutung in der Beurteilung der relativen Beziehungen der Cluster pro Variablen heißt, sich Aussagen über absolute Verarmung oder Betonung einzelner Variablen aufgrund der proportionalen Datenstruktur aber nicht unmittelbar ergeben.

4.4.5 Die verschiedenen Gesteinsgruppen und Ihre spezifischen geochemischen Charakteristika.

Im vorangegangenen Abs. 4.4.4 konnte gezeigt werden, daß vor allen Dingen zwischen den Intrusivgesteinen und den Gesteinen des Grundgebirges, aber partiell auch zwischen Plutoniten und Vulkaniten sowie zwischen Vulkaniten und Grundgebirgs-gesteinen, geochemische Relationen bestehen. Dieser Umstand muß aber nicht in jedem Einzelfall auch eine petrogenetische Beziehung reflektieren, sondern kann häufig schlicht als Ausdruck sich in geologischer Zeit wiederholender Bildungsbedingungen verstanden werden. Zur petrogenetischen Interpretation der Gesteine ist die Betrachtung bestimmter geochemischer Aspekte der einzelnen Gesteinsgruppen angebracht. Sie soll hier der vorangegangenen pauschalen statistischen Analyse nachgestellt werden.

Die ergänzende spezifische Betrachtung scheint auch schon wegen der vorgenommenen und bisher unüblichen Datentransformation angebracht. Teils die vorangehende Diskussion zusammenfassend, teils ergänzend, ist die folgende Betrachtung auch teilweise als eine Art der Kontrolle der andersartig erarbeiteten Resultate aufzufassen.

Extrusivax

Die überwiegende Zahl der Vulkanite im Arbeitsgebiet definieren, unabhängig vom Extrusionszeitpunkt, einen alkalinen Trend der Magmendifferentiation (Abb. 4.4.1.2). Die S₁-Verarmung der Gesteine, vor allem der basischen Vertreter, ist durch die negativen Quarzzahlen (qz) zu belegen (Anhang Tab. AIV).

Die Haupt- und Spurenelementcharakteristik läßt eine B₁modalität der Magmenerkennen, die am eindeutigsten im I.HK vs. 2.HK-Streudiagramm zu erkennen ist, sich aber auch im entsprechenden Dendrogramm wiederfindet (Abb. 4.4.5.1). Die zwei zu differenzierenden Gesteinsgruppen sind einerseits Alkali-Olivin-Basalte, Basalte, Tephrite, Mugearlite und Phono-Tephrite und andererseits Trachyte, Trachy-Phonolithe und Phonolithe.

Klassifizierung, HK-Streudiagramm und Dendrogramm belegen, daß innerhalb beider Gesteinsgruppen ebenfalls Fraktionierung eines gemeinsamen Stammmagmas stattgefunden hat. Eine ca. 100 km NE-lich vom Gebel Kamil beobachtete vulkanische Ringstruktur belegt an Hand der Ladungen der HK (Abb. 4.43) einen initialen Magmenschub mit relativer Betonung basaltophiler Elemente wie Mg, Ca, Sc, Ti, aber auch Ba, Sr und P im Außenring und einen finalen Magmenschub mit relativer Betonung von Na, Mn, Zn, Y, Ga im Zentrum. Geochemische Heterogenität wird auch bei den trachytischen Gesteinen deutlich, obwohl sie sich zweifelsfrei als zusammengehörige Gruppe von den basischen Gesteinstypen absetzen (Abb. 4.4.5.1). Die Faktorladungen der HK belegen bei ihnen die bedeutende Rolle d.h. relative Anreicherung der Elemente Zr, Hf, Nb, Ta, sowie Rb, Th und U, wobei erstere in Na-Pyroxenen und Feldspäten, letztere in Alk-Feldspat und Biotit eingebaut sind. Die besondere Rolle von Zr für diesen alkalinen, S₁-untersättigten Magmentyp wird durch dessen negative Korrelation mit S₁ und Al offensichtlich.

Die Quotienten Rb/Sr, K/Rb und N1/Co sind nach SCHROLL(1976) Indikativ für die Magmenherkunft. Die bei den basischen Vulkaniten ermittelten Werte - Rb/Sr < 0.06, Mittelwert K/Rb = 463, und Mittelwert N1/Co = 385 - zusammen mit der durch FRANZ et al.(1985) bestimmten REE-Verteilung lassen bei Ihnen auf eine Magmenbildung im Bereich des oberen Mantels schließen. Darüber hinaus ist die Lage der Proben in den Differenzierungsdiagrammen Ti-Zr-Y (PEARCE & CANN, 1973) und Nb/Y-Zr/P₂O₅ (FLOYDA WINCHESTER, 1975) Indikativ für die Extrusion in kontinentalem Milieu.

Für die trachytischen Gesteine des Arbeitsgebietes zeigt die teils deutliche Betonung der inkompatiblen Elemente Zr, Hf, Nb, Ta, Rb, Th, U die durch FRANZ et al.(1985) ermittelte REE-Verteilung mit negativer Eu-Anomalie, der Differentiationstrend bei der In-Rat lo-trans formierten geochemischen Signatur zwischen den betreffenden Clustern (Abb. 4.4.4.11) sowie die räumliche (<100km Abstand) und zeitliche Assoziation (s. Kap. 6) mit den Alk-Ol 1v1n-Basalten eine Petrogenese durch fraktionierte Kristallisation aus einem durch partielle Mantel aufschmelzung entstandenen Stammmagma mit Alk-Ol 1v1n-Basalt-Zusammensetzung an.

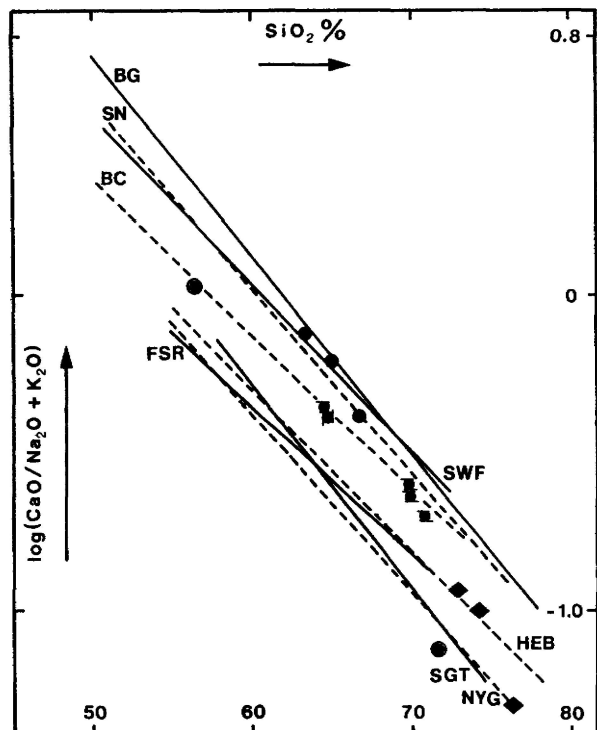
Eine genetische Deutung für die Qz-Latite, Rhyodacite, Dacite, eingeschränkt auch Phonolithe, welche nicht dem alkalinen Differentiationstrend entsprechen, ist auf Basis der in der Regel ausschließlich bekannten Hauptelementzusammensetzung kaum möglich. BISHADY & EL RAMLY (1982) deuten sie als Residuen eines stark fraktionierten Trachytmagmas, was allein eine syngenetische Phonolith- und Rhyodacit-Entstehung nicht erklären kann. Assimilation von Krustenmaterial durch ein alkalisches Magma unter Aufnahme von Plagioklas und Quarz ist für diese Vulkanittypen so lange eine alternative Vorstellung wie Spurenelement- und REE-Verteilung unbekannt sind. Die Ähnlichkeit der genannten Gesteine in der Hauptelementzusammensetzung mit einer Reihe von Metamorphiten und den graugrünen Granitoiden (Abb. & Tab. 4.4.4.4) wird als Hinweis für diese Vorstellung verstanden.

Intrusiva:

Im Gegensatz zu den vulkanischen Gesteinen ist, mit einer Ausnahme, bei den Plutoniten des Arbeitsgebietes aufgrund unzureichender Datendichte keine Magmenfolge abzuleiten. Auf geochemischer Basis sind bei den entsprechend bearbeiteten Intrusivgesteinen gemäß dem HK-Streudiagramm sowie dem Dendrogramm (Abb. 4.4.5.2) drei Gruppen abgrenzbar. Danach bilden die "Syenite des Gebel KIssu" (rc) und die "roten

Abb. 4.4.5A Calciumoxid/Alkali vs. SiO₂-Charakteristik der Plutonite des Arbeitsgebietes im Vergleich zu einer Zusammenstellung anderer Granite (BROWN, 1979) des Phanerozoikums (gestrichelte Linien) und des Präkambriums (durchgezogene Linien). **Calc-alkal 1n:** BG = Ben Ghnema (Tibesti/Libyen); SWF = Tonalite von SW-Finnland; SN = Sierra Nevada; BC = britische Kaledoniden; **alkal 1n:** FSR = Fennoskandische Rapakivi-Granite; SGT = Granite vom Arabischen Schild; IEB = tertiäre Granite der Hebriden; NYG^x "Junge Granite" von Nigeria. Die porphyrischen Granite des Gebel Kamil-Komplexes sind im Trend mit BC vergleichbar. Symbole siehe Anhang Tab. A1.

Fig. 4.4.5.3: Calciumoxide/alkali vs. SiO₂-characteristics of plutonites within the working area in comparison to a compilation of granitic suites elsewhere (BROWN, 1979) of Phanerozoic (dashed lines) and Precambrian (solid lines) times. **Calc-alkaline:** BG = Ben Ghnema (Tibesti/Libya); SWF = tonalites of SW-Finland; SN = Sierra Nevada; BC = British Caledonides; **alkalines** FSR = Fennoscandian rapakivi-granites; SGT = granites of Arabian Shield; HEB = Hebridian Tertiary granites; NYG = Nigerian younger granites. The porphyritic granites of the Gebel Kamil complex plot clearly along the trend of BC. Symbols see appendix tab. A1.



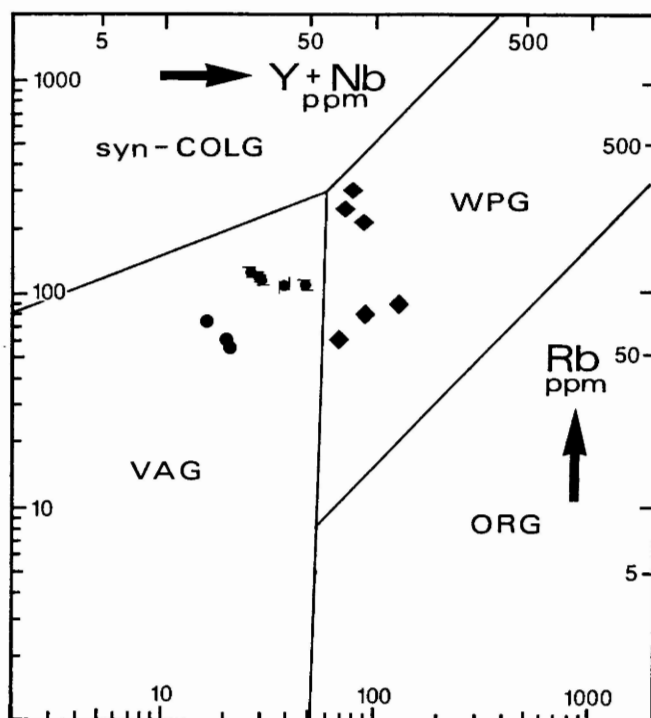


Abb. 4.4.5.4: Verteilung der Plutonite des Arbeitsgebietes im geotektonischen Diskriminierungsdiagramm nach PEARCE et al. (1984). **Syn-COLG** = Synkollisions-Granite; **WPG** = Innerkratonale Granite; **VAG** = Inselbogen-Granite; **ORG** = Granite der ozeanischen Rücken. Die VAG-Charakteristik von gp 0/0 und gg (•) ist höchst fragwürdig - weiteres siehe Text. ♦ = rote Granite s.s. ♦ = Gebel Kissu Syenite.

Fig. 4.4.5*4: Plot of intrusive rocks of the working area within the geotectonic discriminace diagram after PEARCE et al. (1984). **Syn-COLG** = syn-collisional granites; **WPG** = within plate granites; **VAG** = volcanic arc granites; **ORG** = oceanic ridge granites; VAG characteristics of gp 0/0 and gg (•) is highly questionable - further, see text. ♦ = red granites s.s. ♦ = Gebel Kissu syenites.

Granite s.s." (gr) zwei sich klar voneinander absetzende Gruppen. Beide Gruppen unterscheiden sich deutlich von einer dritten Gruppe» die ein Konglomerat von Granitoiden der Typen "gg" und "gp" darstellt.

Die **Syenite des Gebel Kissu** bilden als in sich differenzierter Ringkomplex eine klar zu umgrenzende Einheit» so daß auch ihre geochemische Gleichheit zu verstehen ist. Wie die Faktorladungen der HK (Abb. 4.4.3.3) belegen, liegt der gruppenspezifische alkaline Charakter dieses Gesteinstyps begründet in der Betonung der als Indikatoren zu verstehenden Elemente Mn, Zr und Na. Von nachgeordneter Bedeutung sind Si, Al, K, Ga, Zn» Nb» Ta, Hf und Y. Der alkaline Charakter drückt sich ferner durch die Lage der Gesteine im K-Feldspat-Feld des Granitsystems An-Ab-Or-Qz aus. Durch ihre Extremlage in diesem System - weitgehend auf der Ab-Or-Qz-Basis des Tetraeders - zeigt sich ihr hoher Fraktionierungsgrad (Abb. 4.4.5.5). Im (Y+Nb) vs. Rb-Klassifizierungsdiagramm (PEARCE et al. 1984) fallen sie in das WPG-Feld (Abb. 4.4.5.4)» weisen sich also als kontinentale Intrusion aus. Wie die Cluster-Analyse zeigt» stellen sie aus geochemischer Sicht das Intrusive bzw. subvulkanische Äquivalent zu den trachytischen Vulkaniten weiter im N und NE vom Gebel Kissu dar.

Die drei in Haupt- und Spurenelementen untersuchten **"roten Granite s.s."** repräsentieren geochemisch ebenfalls eine klar zu umgrenzende Gruppe, wobei sich allerdings eine größere Streuung andeutet. Die Faktorladungen der HK zeigen, daß sich dieser Granittyp durch die Betonung von Rb, Th und U und die relative Verarmung von Ba, Sr und Ca von den anderen Intrusiva abgrenzt (Abb. 4.4.33), wobei dieser Trend innerhalb der Gruppe deutlich differenziert wirkt.

Die ternäre Relation Rb-Ba-Sr (Abb. 4.4.5.6) verdeutlicht das HK-Ergebnis in anderer Darstellungsform und zeigt durch Rb-Betonung bei gleichzeitiger Sr-, Ba-Verarmung den hoch differenzierten Charakter (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975) der Gesteinsprobe (R41A) aus dem großen ringförmigen Pluton des "Ringstrukturen-Komplex" in NW-Sudan. Die beiden Proben mit Rapakivi-Gefüge (1-2, 546-1) zeigen gegenüber Rb höhere Ba-Gehalte bei gleichbleibend niedrigen Sr-Werten und weisen durch Ihre spezifische Lage einen anomalen Charakter auf, der bei Rapakivi-Graniten häufig zu beobachten ist. Rb fraktionierende Prozesse wie Metasomatose, Granitisation oder nachträgliche Metamorphose können für diesen Charakter ursächlich sein (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975). Aus der ternären Relation ergibt sich folglich ein Argument für eine mikroskopisch nur unzureichend belegbare postintrusive (schwache) metamorphe Überprägung für diese beiden Gesteinsproben, da sich für die anderen genannten Prozesse kaum Anhaltspunkte erkennen lassen. Das Rapakivi-Gefüge wird durch die Lage der Proben im An-Ab-Or-Qz-Tetraeder verständlich (Abb. 4.4.5.S). Beide

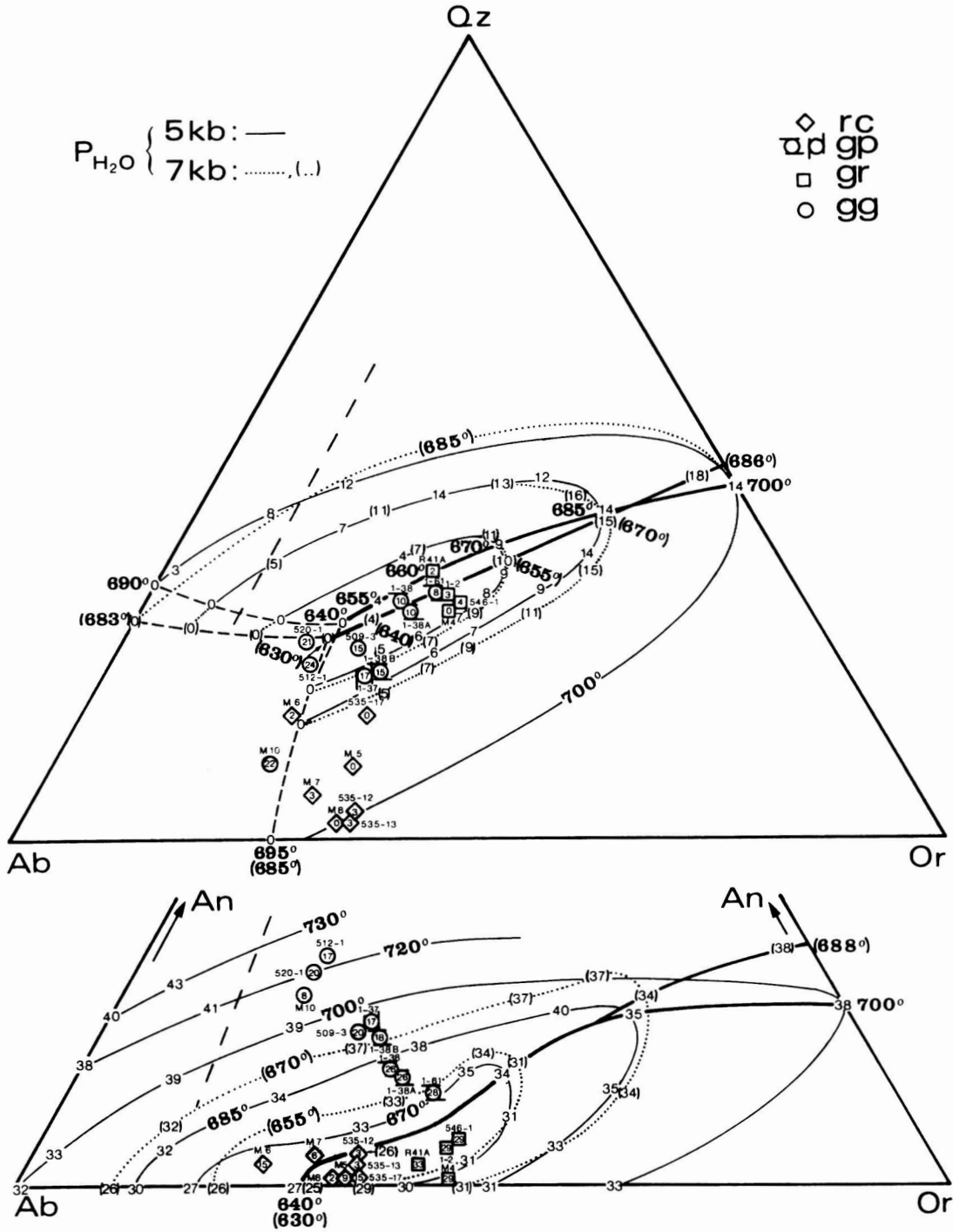


Abb. 4.4.5,5; Lage der Intrusivgesteine des Arbeitsgebietes im normativen 4-Stoff Granitsystem nach WINKLER(1979) bei P_{H_2O} von 5kb und 7kb. Zahlen entlang der Isothermen und innerhalb der Symbole geben prozentual An (oben) und Qz (unten). Eine Biotit-Korrektur für Or ist nicht durchgeführt, daher ist mit Ausnahmen (z.B. 1-61) die Probenlage approximativ. M: MENCHIKOFF-Proben (1927). Vergl. hierzu auch Anhang Tab. Alld und Tab. Alll. Weiteres siehe Text.

Fig. 4.4.5.S: Plot of Intrusive rocks of the working area within the normative 4-phases granite-system after WINKLER(1979) at P_{H_2O} of 5kb and 7kb. Numbers along isotherms and within Symbols Indicate percent An (top) and Qz (bottom). Biotite correction for Or is not applied, thus, sample Position is approximative but with exceptions (e.g. 1-61). Ms MENCHIKOFF-samples(1927). Compare in this context appendix tab. Alld and tab. Alll as well. Further, see text.

Proben zeigen eine Zusammensetzung mit Lage im Or-Feld, was eine primäre Kristallisation von Alk-Feldspat bedeutet, gefolgt von Quarz und dann Plagioklas. Eine eingehende Diskussion der spezifischen, zum Rapakivi-Gefüge führenden Kristallisationsprozesse findet sich bei TUTTLE & BOWEN (1958).

Die hoch differenzierte, bezeichnenderweise nicht Rapakivi-Gefüge zeigende Probe R41A liegt im Qz-Feld, wodurch sich die Kristallisationsfolge Quarz \rightarrow Alk-Feldspat \rightarrow Plagioklas ergibt. S_{10_2} -gesättigte Schmelzen können aber nur durch fraktionierte Aufschmelzung (PRESNALL & BATEMAN, 1973) bzw., bei Vorliegen eines Magmas, durch fraktionierte Kristallisation entstehen; ein erneuter Beleg für den hohen Differenzierungsgrad dieser Probe. Die Lage der "roten Granite s.s." im An-Ab-Or-Qz-System mit der meist unmittelbaren Nähe zur kotektischen Qz-Or-Fläche bzw. zur kotektischen Linie erweist ferner ihren generellen Charakter annähernd als Minimumschmelzen. Wie sich aus den Relationen annähernd schließen läßt, muß ihre Intrusionstemperatur zwischen 640°C und 657°C bei 5 kb, bzw. 630°C und 650°C bei 7 kb gelegen haben.

Auch in bezug auf die $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. S_{10_2} -Charakteristik ergibt sich für die Gruppe der "roten Granite s.s." kein einheitlicher Trend in Abb. 4.43.3. Unter Berücksichtigung der die Aussagekraft stark einschränkenden Zahl von Proben sind zwei Gesteine (R41A, M4) am ehesten auf den Trend der nigerianischen alkalinen "Jungen Granite" zu beziehen (NYG), während die beiden Rapakivi-Granite (1-2, 546-1) bezeichnenderweise in der Verlängerung des Trends der finnischen Rapakivi-Granite (FSR) liegen.

Gemeinsam mit den "roten Graniten s.s." ihre (Y+Nb) vs. Rb-Charakteristik (Abb. 4.4.5.4). Nach dieser wird entsprechend der Klassifizierung von PEARCE et al. (1984) deutlich, daß es sich bei ihnen, ebenso wie bei den Syeniten um kratonale Intrusivgesteine handelt, deren juveniles Magma direkt dem oberen, möglicherweise angereicherten Mantel durch Partialschmelzbildung entstammt. Die spezifische Punktlage zeigt nach PEARCE et al. (ob. zit.) eine Kombination von Fraktionierung und Krustenassimilation an, vergleichbar den nigerianischen "Jungen Granite". Auf Basis seiner Studien an proterozoischen bimodalen Anorthosit-Rapakivi-Granit-Komplexen schlägt EMSLIE (1978) speziell für die Bildung von Rapakivi-Graniten ein anderes genetisches Modell vor. Danach sind die Rapakivi-Granite Aufschmelzungsprodukte an der Basis einer dicken Kontinentalkruste, entstanden durch die Wärmezufuhr eines aus 011vin-Tholeiit fraktionierten Gabbro-Magmas, das seinerseits zur Anorthosit-Schmelze fraktioniert. Dabei ist der angenommene komplizierte Prozeß Ausdruck initialer Riftbildung. Assoziierte Anorthosite zu den Rapakivi-Graniten im Arbeitsgebiet konnten bisher jedoch noch nicht gefunden werden.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß es sich bei dem gr-Typ trotz gemeinsamer geochemischer Kriterien, die ihn von den anderen Intrusiva des Arbeitsgebietes unterscheiden, genetisch nicht um eine homogene Gruppe handelt. Damit bestätigt sich von Seiten der Geochemie auch der auf breiter Datenbasis fußende feldgeologische und mikroskopische Eindruck.

Die "**graugrünen Granitoide**" (gg) und die "**porphyrischen Granitoide**" (gp), die gemeinsam die dritte geochemische Gruppe im HK-Diagramm (Abb. 4.4.5.2) aufbauen, zeigen gemäß der Faktorladungen (Abb. 4.4.3.3) einheitlich eine Betonung (relativ wie absolut) von Mg, Ca, Sr, Ba und Cu unter relativer Abnahme von K, Na, Rb, Th, U und anderen Elementen. Sie lassen dadurch ihren kalk-alkalinen Gesteinscharakter erkennen, die durch das $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. S_{10_2} -Diagramm bestätigt wird (Abb. 4.4.5.3). Darüber hinaus können beide Intrusivtypen aber nicht als Kontinuum verstanden werden, da feldgeologische, mikroskopische und anderweitige Einwände (s. Abs. 4.4.1 & 6.2) dies nicht zulassen. In bezug auf die Rb-Ba-Sr-Relation (Abb. 4.4.4.6) fallen beide Typen in das Granodioritfeld mit sehr niedrigen Rb-, durchschnittlichen Sr- und leicht betonten Ba-Werten. Dabei zeigt der gp-Typ gegenüber dem gg-Typ höhere Ba-, aber niedrigere Sr-Werte. Der niedrige Rb-Wert soll hier als Hinweis auf ein potentiell esensialisches Edukt hervorgehoben werden.

Im System An-Ab-Or-Qz sind zwischen beiden Gesteinstypen bezeichnende Unterschiede evident (Abb. 4.4.5.5). Die drei Proben des Typs "gg" liegen um das Eutektikum für 7 kb, aber deutlich oberhalb von diesem im Plagioklasfeld, während die dem gp-Typ zuzurechnenden Proben einen im Plagioklasfeld verlaufenden Differentiationstrend erkennen lassen. Dabei ist der tatsächliche normative Or-Anteil allerdings meist kleiner als die Punktlage anzeigt. Da keine K-Korrektur in bezug auf die - überwiegend jedoch geringeren - Biotitgehalte der Gesteine durchgeführt werden konnte, ist die tatsächliche Lage weiter zur Ab-Qz- bzw. Ab-An-Kante verschoben zu suchen.

Trotz des Schätzwertcharakters der Angaben, ist mit Blick auf die Genese der "**graugrünen Granitoide**" entscheidend, daß ihre Punktposition im Granitsystem eine Aufschmelzung aus dem umgebenden Grundgebirge

nicht grundsätzlich ausschließt. So zeigt der Vergleich mit den Gesteinen der Granoblastit-Formation (GF) (Abb. 4.4.5.8) daß diese im Durchschnitt normativ niedrigere Or-» aber gleiche bis höhere An- und Qz-Gehalte zeigen.

Potentiell können daher die gg-Intrusiva zumindest teilweise (509-3)» ähnlich den AF-Gesteinen und in Übereinstimmung mit Erkenntnissen von WINKLER(1979:323) und PRESNALL & BATEMAN(1973)» als unter Gleichgewichtsbedingungen entstandene Partialschmelze gedeutet werden» die sich offenbar nur wenig vom Bildungsort bewegt haben. Ein Trend zu fraktionierter Kristallisation ist nicht zu erkennen. Bei zwei Proben des gg-Typs (512-1» 520-1) lassen An-Relationen zwischen ihnen und ihrem potentiellen Edukt» den GF-Gesteinen» auf die Assimilation von Ca- und Mg-reicheren Gesteinen (Marmor?) schließen. Eine vollständige Aufschmelzung des angenommenen tonaliti sehen» z.T. aber auch granitischen Edukts in der Unterkruste (Granoblastit-Formation) kommt nicht in Betracht. Wie aus Abb. 3.3.2.2 hervorgeht» schließen die ermittelten Näherungswerte für Druck (ca. 6kb) und Temperatur (ca. 700*-800*C) zum Zeitpunkt der Anatexis (vergl. Abs. 3.3.2) die vollständige Aufschmelzung für ein tonalitisches Edukt aus» selbst im unwahrscheinlichen Fall des K₂O-gesättigten Milieus.

Aus der Rb-Ba-Sr-Relation ergibt sich ein weiteres Argument für die Partial Schmelzung der Unterkruste. Entsprechend GF zeigen auch "gg" geringe» relativ aber leicht höhere Rb-Gehalte als die GF-Gesteine» wie es bei Abstammung von "gg" aus GF zu erwarten ist. Im (Y+Nb)-Rb-Klassifizierungsdiagrammen nehmen die gg-Magmatite im VAG-Feld eine Position ein» die nach PEARCE et al.(1984) zum Intrusionszeitpunkt vergleichbar ist mit der geodynamischen Position paläozoischer» kalk-alkaliner Magmatite in Alaska vom Typ ozeanischer Inselbögen im Vorfeld eines aktiven Kontinentalrandes. Trifft diese geodynamische Position auch für den gg-Typ zu» so kann damit die für einen Teil der Gesteine (besonders 512-1) wahrscheinliche Ca-» Mg-Zufuhr durch Mischung mit basischen» dem Mantel oder subduzierter ozeanischer Kruste entstammenden Magmen» die in die Unterkruste intrudiert waren» erklärt werden. Durch diese Magmen ist dann auch die zur Aufschmelzung der Kruste benötigte Zufuhr zu erklären. Zweifelsfrei ist der VAG-Charakter nicht» da diese Klassifizierung bisher für präkambrische Gesteine nicht sicher anwendbar ist» wie PEARCE et al.(1984) ausdrücklich festhalten.

Die "**porphyrischen Granitoide**" (gp) zeigen im normativen An-Ab-Or-Qz-System» trotz der Näherungslage der Probenpunkte» einen Differentiationstrend (Abb. 4.4.5.5). Dieser weist in seinem linearen Verlauf einen großen Winkel mit der kotektischen An-Qz-Fläche des Granit-System-Tetraeders auf» was nach PRESNALL & BATEMAN(1973) stets eine fraktionierte Aufschmelzung ausschließt» und sich daher auch hier wieder (wie bei "gg") Gleichgewichtsbedingungen bei der Schmelzbildung ergeben. Der Verlauf der spezifischen linearen Probenverteilung im spitzen Winkel zur kotektischen Linie - wobei die granitisch zusammengesetzten Proben (1-61 1-38A) oberhalb derselben» die tonalitischen (1-37» 1-38B) aber im An-Feld oberhalb der kotektischen An-Or-Fläche liegen - läßt eine fraktionierte Kristallisation erkennen. Auch mit Bezug auf die mikroskopisch beobachteten Gefüge (s. Abs. 3.4.1) ist daher stark vereinfachend anzunehmen» daß es innerhalb eines offenbar recht mobilen Magmas zunächst zur Plagioklas-» dann zur Alk-Feldspat- und letztlich» während der eutektischen Endphase» zur Quarz-Ausscheidung kam. Aufgrund des porphyrischen Gefüges mit großen Alk-Feldspat-Einsprenglingen ist ferner abzuleiten» daß die bereits kristallisierte Phase und die Restschmelze über einen längeren Zeitraum hinweg vereint geblieben sein müssen. Dabei hat bei der fraktionierten Kristallisation die zunehmende Alkalanreicherung der Restschmelze die bereits ausgeschiedenen Alk-Feldspäte weiter wachsen lassen» nicht aber die Plagioklaskristalle» da sich ihr Reservoir weitgehend erschöpft hatte. Daß primär Plagioklaskristalle (und vermutlich auch Hornblende und Biotit) als Schmelzresiduen oder durch externe Zufuhr in der Schmelze gewesen sein müssen, läßt sich durch Gefüge und Lage im Ab-An-Or-Qz-System der Probe 1-61 ableiten. Fast keinen Biotit enthaltend (daher ist ihre Lage im System genau!)» liegt sie oberhalb der kotektischen Linie im An-Feld» zeigt aber granophyrisches» d.h. eutektisches Gefüge. Wie bei einer eutektischen Restschmelze vorauszusetzen wäre» müßte die Probe 1-61 bei eutektischer Gesamtzusammensetzung genau auf der kotektischen Linie liegen» liegt tatsächlich aber darüber. Die eingeschlossenen mittelgroßen Plagioklaseinsprenglinge mit hohen An-Gehalten (-56%) sind dafür als Erklärung heranzuziehen. An-Gehalt der Plagioklaseinsprenglinge und granophyrisches Gefüge der Restschmelze gemeinsam bewertet» zeigen folglich entweder einen mit Bezug auf die Schmelzbildung residualen Charakter der Plagioklaseinsprenglinge oder deren externe Zufuhr auf.

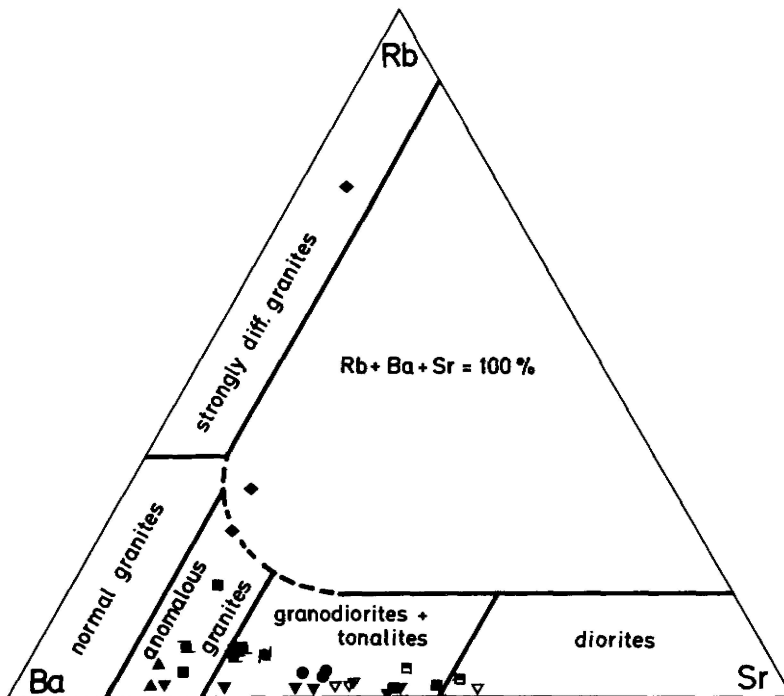


Abb. 4.4.5.6: Rb-Ba-Sr-Relationen der untersuchten metamorphen und magmatischen Gesteine unter Anwendung einer Klassifizierung nach EL BOUSEILY & SOKKARY (1975). Symbole siehe Anhang Tab. A1.

Fig. 4.4.5.6: Rb-Ba-Sr-Relationen of analysed metamorphic and magmatic rocks applying a Classification after EL BOUSEILY & SOKKARY (1975). Symbols see appendix tab. A1.

Ein Differentiationstrend ist auch in der ternären Rb-Ba-Sr-Relation erkennbar. Bei normalen bis niedrigen Rb/Ba im Vergleich zum Durchschnitt des Grundgebirges aber höheren Rb/Sr -Verhältnissen steigt das Ba/Sr -Verhältnis mit zunehmender Fraktionierung.

Aufgrund der radiometrischen Datierung der gp-Gesteine (Abs. 6.2) ist deren Initiales $^{87}Sr/^{88}Sr$ -Verhältnis (R_i) bekannt. Auch dieser Wert mit $R_i @ 0.7097$ bestätigt die Annahme einer Magmenbildung durch überwiegende Aufschmelzung der (Unter-) Kruste.

In seinem Ca-Alk-Verhältnis folgt der gp-Trend exakt dem der kalk-alkalinen "Jungen Granite" im Bereich der Kaledoniden Schottlands (Abb. 4.4.5.31). In ihrer (Y+Nb)-Rb-Charakteristik unterscheiden sie sich jedoch von diesen. Während die schottischen Granite durch höhere (Y+Nb)-Gehalte im WPG-Feld liegen (PEARCE et al. 1964) fallen die gp-Intrusiva des Arbeitsgebietes in das VAG-Feld (Abb. 4.4.5.4). Da eine entsprechende Einstufung aus Altersgründen (Abs. 6.2) nicht in Betracht kommt müssen spezifische Entwicklungsbedingungen für diese Fehlklassifizierung im Diskriminierungsdiagramm verantwortlich sein. So können Post-Kolliktionsgranite in die Felder VAG/WPG und syn-COLG fallen und sind daher von diesen nicht zu unterscheiden. Ursache für diese Streuung sind Prozesse wie Kristallakkumulation, Krustenassimilation und später Abgang der Dampfphase (PEARCE et al. ob.zit.) wie sie ausdrücklich für die Genese der gp-Typen in Rechnung zu stellen sind. Durch diese Prozesse wird eine abweichende, schwer modellierbare Differenzierung der drei Indikatorelemente mit der Konsequenz der Fehlklassifizierung bewirkt.

Metamorphite

Die beiden geochemisch untersuchten Grundgebirgsserien lassen in ihrer Hauptelementzusammensetzung deutliche Überschneidungen erkennen. Ihr Ti/C / Si -Verhältnis ist in jedem untersuchten Einzelfall typisch für das von archaischen Gneisen (WINDLEY 1979:4). Jedoch zeigen die Gesteine deutliche Unterschiede in ihren Gehalten an Rb , Th , Ba und Sr , wie die Faktorladungen der ersten beiden HK belegen (Abb. 4.4.3.31). Abzuleiten an den HK nimmt ferner das Element K zu den genannten Elementen eine Zwischenstellung ein. Das ist vor allem mit dessen gegenüber Rb geringeren Einbau in Glimmern zu erklären, die in der Anatexit-Formation (AF) stärker präsent sind. Wesentlich gesteuert durch die quantitativen Unterschiede in Rb , Th , Ba und Sr ist auf statistischem Wege eine fast vollständige Trennung von den Gesteinen beider Formationen möglich (Abb. 4.4.4.7b: Cluster "C"#"D", Tab. 4.4.4.7J).

Nichtmöglich ist dagegen, die als anatektisches Paläosom angesehenen Gesteine von den beiden anderen

Abb 4A5»7: **Minimum-Dendrit (oben)** und **Dendrogramm (unten)** ausschließlich für die **Gesteine des Grundgebirges (Anatexit-F. und Granoblastit-F.)**. Auf der 2-Cluster-Ebene können die Metaxite und Diatexite von den Granoblastiten fast vollständig getrennt werden« währenddas Paläosom in beide Gesteinsgruppen fällt. Symbole siehe Anhang Tab. A1.

F1g. 4.4.5.7: **Minimumspanning tree (top) and dendrogram (bottom)** in particular for basement rocks (Anatexite F. and Granoblastite F.). On 2-cluster-level metaxites and diatexites could nearly completely distinguished from granoblastites, however, paleosome plots into both groups. Symbols see appendix tab. A1.

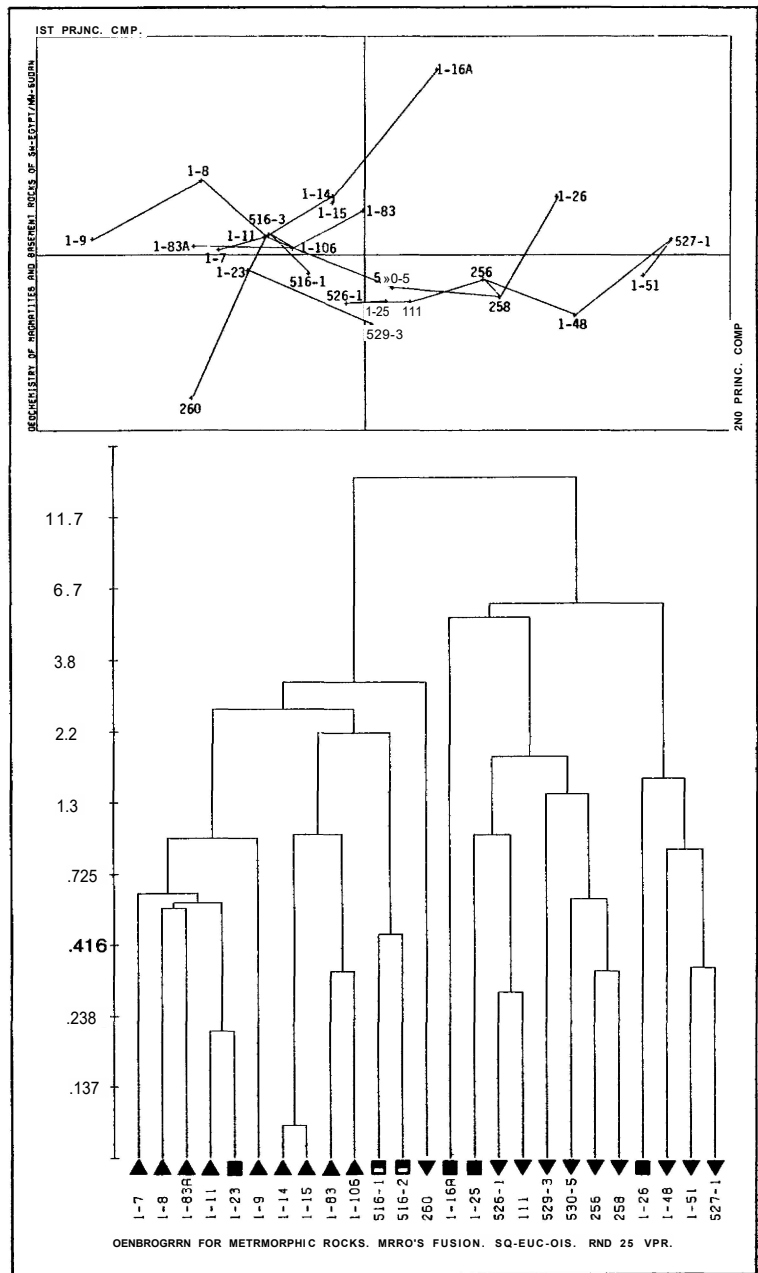
Gesteinsgruppen zu trennen« wie Dendrogramm und HK-Streudiagramm von Abb. 4.4.5.7 besonders herausheben. Diese Gesteine nehmen eine Zwischenstellung mit z.T. extremen Zusammensetzungen (z.B. 1-16A) zu Anatexit- und Granoblastit-Format ion (GF) ein.

Beide Formationen lassen in den zu Pb proportionalen Gehalten (siehe In-Ratio Transformation« Abs. 4.3) an Rb« TH« U« Zr« Hf, Nb und K moderne (post-archaische) Unterkrustencharakteristik erkennen« wobei GF stärker an Rb und Th verarmt ist (Abb. 4.4.4.12, Cluster "D"). In bezug auf Ba zeigt GF Unterkrusten-, bei Sr Krustendurchschnittswerte an, während AF für Ba und Sr Oberkrustencharakteristik zeigt.

Betrachtet man die absoluten Gehalte« so bestätigt sich die Unterkrustencharakteristik insbesondere für K und Rb. Die Mehrzahl der Gesteine zeigt höhere K/Rb-Werte als von TAYLOR & McLENNAN(1981) für die moderne Unterkruste (K/Rb - 249) angenommen. Zwei paläosomatische und die meisten GF-Gesteine liegen sogar noch oberhalb (>513) des für einen "primitiven Mantel" von JOCHUM et al.(1983) ermittelten Wertes, wobei dieses Verhältnis annähernd eine lineare Diskriminanzfunktion für beide Serien darstellt (Abb. 4.4.5.9a).

Für die absoluten Ba und Sr-Gehalte ergibt sich gegenüber den zu vergleichenden transformierten Pb-Proportionalwerten ein etwas abweichender Sachverhalt. Der Ba/Sr-Quotient ist für beide Serien im Mittel höher als der moderne Krustendurchschnittswert (Ba/Sr - 0.88) und liegt für GF meist zwischen den Niveaus moderne Oberkruste - Unterkruste, für AF jedoch oberhalb des modernen Oberkrustenniveaus. Die geeignetste lineare Diskriminanzfunktion zwischen GF und AF mit Ba/Sr = 1.8 liegt jedoch unterhalb des Oberkrustenniveaus# aber deutlich oberhalb des Krustendurchschnitts (Abb. 4.4.5.9a).

Für K, Rb, Ba und Sr ist demnach eine klare Fraktionierung abzuleiten mit einer durchgängigen, zwischen GF und AF differenzierten K-Rb-Verarmung, die für die Unterkruste typisch ist, sowie Ba- und Sr-



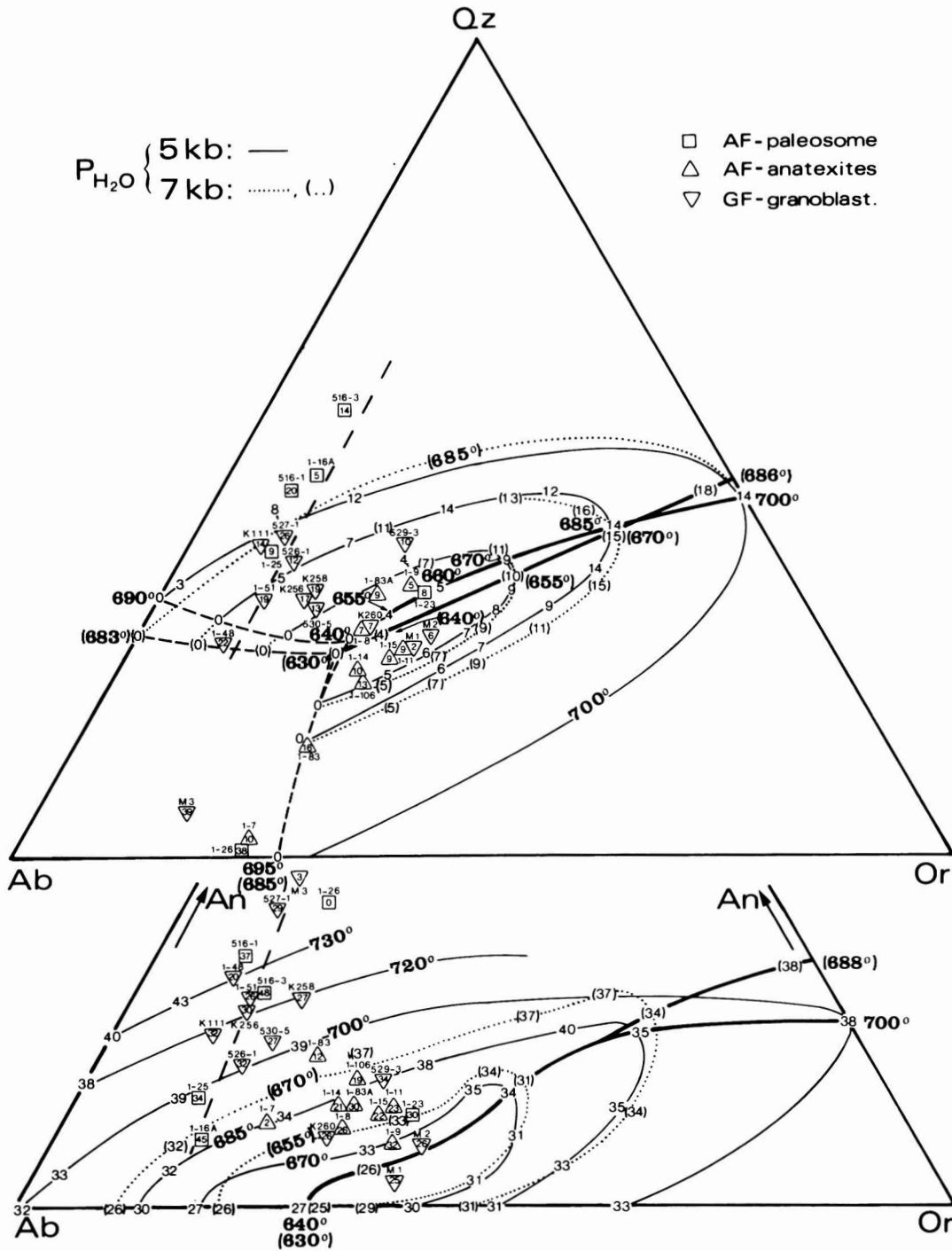
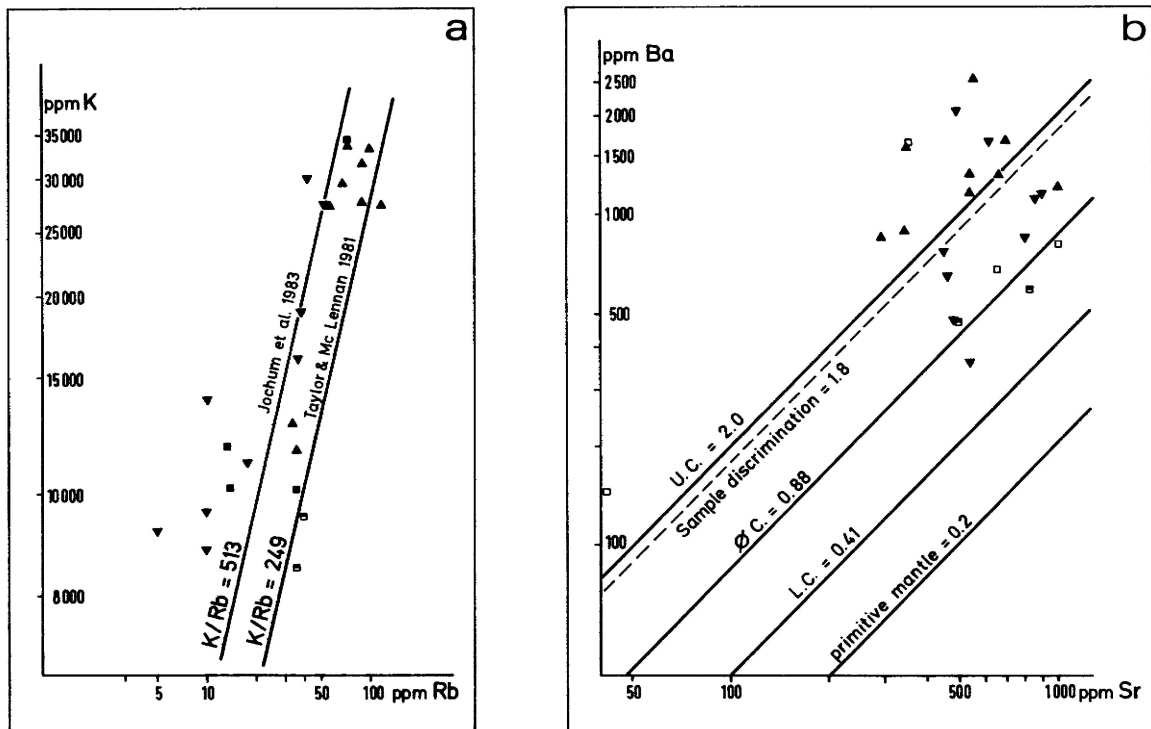


Abb. 4.4.5.8: Lage der metamorphen Gesteine aus der Granoblastit- (GF) und der Anatexit-Formation (AF) in dem normativen 4-Stoff Granitsystem nach WINKLER (1979) bei $P(H_2O)$ von 5kb und 7kb. Zahlen entlang der Isothermen und in den Symbolen geben prozentual An (oben) bzw. fz (unten). Von WINKLER(1979) bestimmte Schmelzresiduen von verschiedenen Gneissen liegen links der gestrichelten Linie. Die AF-Probenlage ist weitgehend approximativ, da keine Blotit-Korrektur für Or durchgeführt werden konnte. M: MENCHIKOFF-Proben(1927); K: KLERKX-Proben. Vergl. hierzu auch Anhang Tab. Alla & b und AIII. Weiters siehe Text.

Fig. 4.4.5.8: Plot of metamorphic rocks out of the Granoblastite (GF) and Anatexite Formation (AF) in the normative 4-phases granite-system after WINKLER (1979) at $P(H_2O)$ of 5kb and 7kb, respectively. Melt residuals of gneisses determined by WINKLER plot left the dashed line. Due to not executed blotit correction for Or plot of AF samples is approximative, only. M: MENCHIKOFF-samples (1927); K: KLERKX-samples. Compare in this context appendix tab. Alla & b and AIII. Further see text.

Abb. 4.4.5.9: a) K/Rb-Verhältn1s der untersuchten metamorphen Gesteine 1n bezug zu Schätzwerten für die Erde insgesamt (K/Rb = 513) und dem modernen kontinentalen Krustendurchschnitt (K/Rb = 249) - die Beziehungen lassen eine deutliche Verarmung an K und Rb und diesbezüglich den primitiven Charakter der Grundgebirgsgesteine erkennen, b) Ba/Sr-Verhältn1s der untersuchten metamorphen Gesteine 1n bezug zu Schätzwerten der modernen kontinentalen Oberkruste (U.C.), Krustendurchschnitt (0 C.), Unterkruste (L.C.) nach TAYLOR & McLENNAN(1981) und des primitiven Mantels nach WÄNKE et al.(1984). Die Metamorphite zeigen im wesentlichen Oberkrustencharakteristik, doch mit deutlichem Unterschied zwischen Granoblastiten und Anatexiten, mit einer hinreichend guten Trennfunktion, die unterhalb des Oberkrustenniveaus liegt. Symbole siehe Anhang Tab. A1.

Fig. 4.4.5.9: a) K/Rb ratio of analysed metamorphic rocks with respect to approximations for total earth (K/Rb = 513) and for modern Continental crust average (K/Rb = 249) - the relations depict a clear depletion of K and Rb, indicating the primitive character of basement rocks. b) Ba/Sr ratio of analysed metamorphic rocks with respect to approximations of modern Continental upper crust (U.C.), crust average (0 C.), lower crust (L.C.) after TAYLOR & McLENNAN(1981) and of primitive mantle after WÄNKE et al. (1984). The metamorphites mainly show upper crust characteristic, however, obvious is a clear distinction between granoblastites and anatexites with a fairly good discriminate function below upper crust level. Symbols see appendix tab. A1.



Werten, die ebenfalls zwischen GF und AF differenzieren, aber eher auf Oberkruste zu beziehenden sind. In jedem Fall zeigt GF jedoch das tiefere Krustenniveau an. Dem ternären Rb-Ba-Sr-Verhältnis (Abb. 4.45.6) ist diese Sachlage allerdings nur unzureichend zu entnehmen.

Die normativen An-Ab-Or-Qz-Relationen offenbaren komplexe, erwartungsgemäß nicht ungestörte Gesteinsbeziehungen (Abb. 4.4.5.8). Zunächst ist wieder auf den Schätzwertcharakter der Punktlagen aufgrund der fehlenden, insbesondere für die AF-Gesteine genau genommen notwendigen (vergl. Tab. A1a,b,c) Biotitkorrektur hinzuweisen. In Analogie zu der Verteilung der signifikanten Spurenelemente und annähernd vergleichbar mit der Verteilung im R1,R2-D1agramm wird auch an Hand der Normkomponenten des Granitsystems die bimodale Natur des geochemisch untersuchten Grundgebirges deutlich. Mit einigen Ausnahmen ist GF merklich An- und leicht Qz-betont, während AF deutlich reicher an Or und Ab ist. Bemerkenswert ist darüber hinaus, daß drei der fünf einbezogenen Paläosome Extremlagen einnehmen, mit hohen An- (1-26) bzw. An+Qz-Gehalten (516-1, -3). Von den beiden anderen ist eine mit GF (1-25), die andere mit AF (1-23) vergleichbar. Für die Mehrzahl von Paläosom und GF-Gesteinen gilt daher, daß für ihre Aufschmelzung deutlich höhere Temperaturen benötigt worden wären als für die Gesteine von AF. Die Häufigkeitsverteilung von letzteren hat einen Schwerpunkt im thermalen Tal und damit im Tieftemperaturschmelzbereich des Systems. Einerseits ist hierdurch die migmatitische Natur von AF erklärbar, und auch der überwiegend anatisisresistente Paläo-

somcharakter wird offensichtlich# andererseits bleibt genetisch offen# ob es sich bei AF um fraktionierte Magmen aus GF handelt. Pauschal ist die Frage sicher nicht zu beantworten. Für metatektische Gesteine kann ein Partialschmelzen-Modell in Zusammenhang mit GF prinzipiell ausgeschlossen werden# für die untersuchten Diatexite jedoch nicht.

Ohne den schlüssigen geochemischen Beweis erbringen zu können# ist es aufgrund der auch 1» An-Ab-Or-Qz-Tetraeder erkennbaren variablen Zusammensetzung von GF der für beide Grundgebirgsformationen zutreffenden K/Rb-Unterkrustencharakteristika# der Th-Beziehungen und des Ba/Sr-Verhältnisses wahrscheinlich# daß die Diatexite zumindest teilweise Partialschmelzen der liegenden Granoblastit-Formation sind. Nachträgliche Metamorphose und wahrscheinliche Metasomatose lassen eine auf Dauer gestörte Beweislage annehmen.

Die durch die Cluster-Analyse belegte geochemische Verwandtschaft von Gesteinen aus AF mit "gg" ist durch sehr ähnliche (möglicherweise zeitgleiche) Genese erklärbar# die zu "gp" muß aus zwingenden zeitlichen Erwägungen (Kap. 6) als partielle Krustenaufschmelzung oder Krustenassimilation durch intrudierte basische Magmen interpretiert werden. Folglich stützen die geochemischen Aspekte weitgehend die feldgeologischen und mikroskopischen Beobachtungen oder machen diese teilweise verständlich.

5. STRUKTURGEOLOGIE

5.1. Strukturen im Arbeitsgebiet

Prominentestes Merkmal des Gebietes ist sein NE-SW verlaufender# bereichsweise auf E-W bzw. auf N-S drehender Faltenbau. Dieser Großbau ist gut durch das Satellitenbild erfaßbar. Durch die differenziert an Flächen mit erhöhter Wegsamkeit ansetzende Erosion sind die "Schichtköpfe" herausgehoben und sind selbst in der Dimension des Satellitenbildes dem Betrachter zugänglich. Sie können einerseits als filigrane# flachgründige Texturen# andererseits als markante Höhenzüge mit deutlichem Relief vorliegen. Bei den durch die Erosion nachgearbeiteten Flächen handelt es sich im allgemeinen in Grundgebirgsbereichen in erster Linie um die zuletzt angelegten Schieferungsflächen (sf)# die genetisch unabhängig von möglichen primären Materialwechsel sind» so daß der Begriff "Schichtkopf" zunächst nur im übertragenen Sinne zu verstehen ist. Geländebeobachtungen im Untersuchungsbereich haben aber gezeigt» daß über weite Strecken Lagenbau# d.h. primär Schichtwechsel und sf im Streichen» häufig auch im Einfallen übereinstimmen» daher eine Ansprache als Schichtköpfe im speziellen Fall weitgehend zutreffend ist.

Im nordwestlichsten Bereich des Arbeitsgebietes» d.h. der N-Rand des Gebel Uweinat und die nördlich folgende Penneplain» ist ein Umbiegen der Strukturen aus NE-SW im Süden auf N-S und schließlich auf NNW-SSE im Norden der Penneplain festzustellen# wobei das Einfallen der Gesteine zwischen mäßig steil bis steil nach NW und SE bzw. E bis NE schwankt.

Im Bereich des S- und E-Randes des Gebel Uweinat sowie die E-liche Fortsetzung bis zu den W-lichen Gebieten des Gebel Kamil-Komplexes# also im gesamten Bereich der Granoblastit-Formation# liegt ebenfalls kein gradliniger Verlauf der Schichtköpfe vor. Kennzeichnend ist ein wellblechartiger Wechsel des Streichens. Mit NE-Streichen aus Libyen kommend# im Bereich des Karkur Murr auf E-W umbiegend (KLERKX#1980) dreht es im E-lichen Vorland des Massivs wieder nach NE» mit einem Generalstreichen bei 60°E. Über eine Strecke von etwa 80 km behalten die Gesteine diese Richtung bei und drehen im SW des Gebel Kamil-Komplexes in eine NNE-Hauptrichtung# doch ist partiell ein noch stärkeres Umbiegen auf NNW zu beobachten. In diesem Bereich wird ein großräumiger Faltenbau im Satellitenbild erkennbar. Während die Gesteine am S-Rand des Gebel Uweinat in der Regel flach nach NW einfallen# wird ihre räumliche Lage am E- und NE-Rand des Massivs variabler. Hier ist steiles und flaches Einfallen nach SE zu messen. Im weiteren Verlauf der Einheit - Im Bereich der Großfallen - kann dann wieder vorherrschend mittelsteiles bis steiles Einfallen nach ENE

gemessen werden.

Südlich des Gebel Uweinat» in der Umgebung des Gebel Kissu» liegt NNE-Streichen bei mittlerem bis steilem Einfallen nach W vor. Das Satellitenbild läßt eine harmonische Angleichung an die nördlicheren Gesteinszüge mit Umbiegung auf NE erkennen.

Die Gesteine der Metasedimentären Formation im Süden und Südosten des Studiengebietes lassen am eindeutigsten ihren Primärbau erkennen. Im Süden aus einer Sandebene auftauchend» bilden die Gesteine sehr großräumige Faltenstrukturen mit NE-SW-streichenden und nach NE eintauchenden Achsen. Folgt man diesen Strukturen» fällt ein Umbiegen auf E-W bis ESE-WNW auf» um 1m weiteren abermals auf NE-SW und im Bereich der Großintrusion 1m Nordosten des Gebietes auf NW umzuschwenken. Insgesamt zeichnet sich ein sigmoidaler Großbau ab. Mit wenigen Ausnahmen ist ein NW- bis N-liches steiles bis mittleres Einfallen registriert worden.

Am komplexesten und durch das Satellitenbildstudium kaum abzuleiten» ist der Großbau der anatektischen Gebiete des zentralen und östlichen Gebel Kam11-Komplexes. Aus den wenigen 1m Satellitenbild erkennbaren Strukturdetails in Kombination mit Feldbeobachtungen kann jedoch auf einen prinzipiell mit den anderen Teilgebieten vergleichbaren Großbau geschlossen werden» allerdings mit deutlich höherer Plastizität der Gesteine. In den Aufschlüssen des südlichen Randbereiches des Gebel Kam11-Komplexes ist ebenfalls vorherrschend NE-SW-Streichen anzutreffen. Im zentralen Teilbereich wird dieser Bau zunehmend durch E-W bis ENE-WSW-streichende Strukturen abgelöst. Bei genauer Analyse ist auch hier wieder das für das gesamte Arbeitsgebiet so typische harmonische Umbiegen von NW-SE-Streichen der sf-Flächen feststellbar» die sich aus einer gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Drehung der NE-SW-streichenden Gefügeregelung ableitet. Das Einfallen ist generell sehr variabel und schwankt zwischen flach bis steil.

Der detaillierte Faltenbau bleibt unklar» da hierfür die gefügekundlichen Messungen in situ nicht ausreichend sind. Anstrengungen» aus der Kombination von Feldmessungen und Satellitenbild Aussagen über Geometrie und Vergenz des Faltenbaus im Verbreitungsgebiet der Metasedimentären Formation zu formulieren» blieben ziemlich erfolglos. Die abgeleiteten Annahmen sind folglich unsicher. Zusätzliche» verifizierende in situ Messungen waren nicht mehr möglich. Vorhandene Messungen beschränkten sich ausschließlich auf einen Faltschenkel oder den Bereich des Umlaufens.

Der im Satellitenbild erkennbare Bau der Großfaltenstrukturen am W-Rand des Gebel Kam11-Komplexes (Granoblastit-Formation) und am SW-Rand des Ringstrukturen-Komplexes (Metasedimentäre Formation) ist gekennzeichnet durch eng gefächerte» leicht asymmetrische und scharf umlaufende Schichtköpfe. In situ ist ausschließlich NW-Einfallen gemessen worden. Diese Beobachtung deutet auf einen SE-vergenten monoklinen oder isoklinen rhombischen Faltenbau der Mulden und Sättel hin. Sich verzahnend tauchen beide Strukturtypen meist nach NE ab.

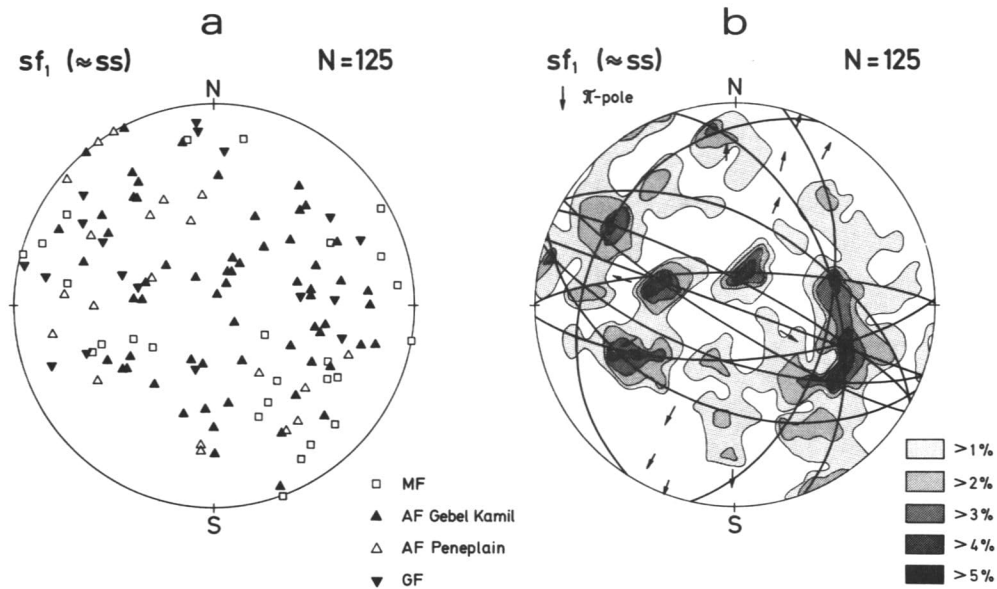
Im Bereich der Ringstrukturen im NW-Sudan ergeben sich in einem Teilbereich Argumente für eine weitspannigere» möglicherweise stehende und nach NE abtauchende Sattel Struktur (B:053/46)» wobei ein Teil des NW-lichen Faltschenkels entlang einer gegenüber der Achse nach N verdrehten rechtslateralen Verschiebung (30°) nach NE versetzt worden ist. Im SE dieser Struktur schließt sich eine isoklinale Mulde mit Achsenkulmination und von NE in Richtung N drehender Achsenverbiegung an. Weiter östlich stehen die aufgefundenen itabiritischen Erze» lateral nach SE auskeilend» als offenbar überkippter Muldenschenkel einer NE-streichenden» SE vergentem monoklinen Mulde an» die im SE an einen stehenden rhombischen Sattel aus quarzitischer Serieit-Schiefen angefaltet wurde. Im NW des Ringstrukturenkomplexes» wo feinkörnige rote Granite sillartig die Paragneise durchsetzen» deutet die Kombination von Feldbeobachtung und Bildanalyse auf einen leicht fächerförmigen Faltenbau mit im NE konvergierenden Faltenachsen hin.

Im zentralen Gebel Kamil-Komplex ist eine weitspannige N-S-streichende Domstruktur» vergleichbar mit der von KLERKX(1980) südlich vom Karkur Murr beobachteten» festgestellt worden. Häufiger sind im Satteln Kern von Antiklinalen folierte Granite oder Orthogesteine (Augengneise und Metagranite) beobachtet worden (z.B. im Ringstrukturen-Komplex). Möglich ist daher» daß der nach oben gerichtete Druck der aufsteigenden Magmen als Initialeffekt für die Bildung von Sätteln fungiert hat.

Da die einzelnen Detailbeobachtungen nicht ausreichen» wurde ein pauschaler Ansatz für die Strukturanalyse gewählt. Hierzu wurden alle im Gelände eingemessenen sf-Messwerte» ungeachtet der Formationszugehörigkeit und der Lokalität der Messung» gemeinsam mittels des flächentreuen Schmidt'schen Netzes als

Abb. 5.1.1: a) In situ gemessene Flächenpole der 1. Schieferung (sfj), die meist mit dem primären Lagenbau (ss) - sofern vorhanden - zusammenfällt. Die Flächenpole sind getrennt nach Meßgebieten bzw. Gesteinsformationen dargestellt, b) Ausgewertete Isolinendarstellung von "a" mit Angabe möglicher ir-Kreise (Großkreise) und den dazugehörigen ir-Polen (= B-Achsen). Darstellung als Projektion in die untere Lagenkugel. MF = Metasedimentäre Formation» AF = Anatexit-Formation» GF = Granoblastit-Formation.

Fig. 5.1.1: a) In situ measured poles of 1st ord. schistosity planes (sfp) in case, coincident with formerly bedding (ss). Poles are depicted separately for measurement areas respectively rock formations. b) Isoline diagram after evaluation of "a" showing possible ir-dreies (great dreies) and the respective ir-poles (= B-axes). Plots as projection into the lower locus sphere. MF = Metasedimentary Formation» AF = Anatexite Formation» GF = Granoblastite Formation.



Projektion ihrer Polpunkte in die untere Lagenkugel übertragen und deren Maxima ermittelt (Abb. 5.1.1a & b). Die durch das Auszählen mit einer 1%-Kreiskalotte erhaltene sf (-ss)-Maxima lassen eine stark streuende räumliche Lage der Schieferungsflächen mit einer sich andeutenden zirkularen Verteilung erkennen. Die Präferenz liegt jedoch bei einem Streichen in NE-SW-Richtung bei mittelsteilem Einfallen nach NW und SE. Die konstruierten -Großkreise ergeben B-Achsen, deren -Pole mit zwei Ausnahmen alle im NE- oder SW-Quadranten liegen. Diese Faltenachsenpole zeigen flaches bis mittelsteiles Abtauchen in beide Richtungen an. Die beiden Ausnahmen verlaufen etwa orthogonal zu den genannten Richtungen im NW- bzw. SE-Quadranten in Richtung ENE-WSW. Das sf -Diagramm spiegelt mit seinen 125 Meßwerten den vorausgehend dem Satellitenbild entnommenen Verlauf von Schichtköpfen wieder. Die angedeutete Kreisverteilung mit der daraus resultierenden Steilheit des Achsenabtauchens läßt darüber hinaus eine wahrscheinlich hebungsbedingte Vertikalkomponente erkennen.

Von größerer analytischer Bedeutung als das sfj-Diagramm ist die Betrachtung der β sfj-Lineare. In Ableitung aus dem sf -Diagramm wurde das dazugehörige β -Diagramm entwickelt» gleichfalls als Projektion der unteren Lagenkugel mittels des Schmidt'schen Netzes (Abb. 5.1.2). Zu diesem Zweck wurden für alle Maxima mit einer Besetzungsdichte >2% (N>25) die dazugehörigen Großkreise eingetragen» was zu insgesamt 223 Schnittpunkten führte. Diese Schnittpunkte bilden die gesuchten β -Lineare und sind Ausdruck sämtlicher potentiell und tatsächlich auftretenden Faltenachsen. Entsprechend der Besetzungsdichte des zu jedem Großkreis zugehörigen sfj-Maximums wurde jedes resultierende β -Linear zusätzlich gewichtet, wodurch die den Individuen zukommende Bedeutung Berücksichtigung fand. Das demgemäß konstruierte und abschließend gleichfalls mit einer 1%-Kugelkalotte ausgezählte β -Diagramm ist als Abb. 5.1.2b wiedergegeben. Das erhaltene Resultat gewährt besser als das sf -Diagramm Einblick in den vielschichtigen strukturellen Bauplan. Das gefundene absolute β -Maximum bei 090/48» das im sf -Diagramm nicht ohne weiteres ersichtlich ist, geht auf die mehrfach oben erwähnten E-W-Strukturen zurück. Durch dieses Maximum zeigt sich, daß die E-W-

Strukturelemente mit zu den bedeutendsten der Region gehören. Dem absoluten Maximum nachgeordnet existieren jedoch noch eine Reihe von z.T. deutlich z.T. weniger deutlich ausgeprägten Untermaxima bei 15° 20° 64° 72° 145° (173°) (182°) 253° 302° und 356° . Das Abtauchen schwankt dabei von horizontal bis steil» Vereinfachend ergibt sich insgesamt etwa das Bild einer doppelten rechtsdrehenden Spiralverteilung mit trikliner Symmetrie wie sie für tektonische Schergefüge beschrieben worden ist (KARL 1964:24). Der Vergleich des β -Diagramms mit tatsächlich gemessenen Linearen bzw. im Einzelfall konstruierten B-Achsen (Abb. 5.1.2a) zeigt ausreichend gute Übereinstimmung.

Beobachtungen von KLERKX(1980) im Bereich südlich des Karkur Murr und eigene im Bereich des Gebel Kamil-Komplexes lassen auf eine späte Aufwölbung als letzte das Arbeitsgebiet überprägende bruchlose Beanspruchungsphase schließen. In beiden Fällen ergeben sich etwa nach N abtauchende Faltenachsen. Weitgehend unbekannt ist die genaue räumliche Lage und Ausdehnung dieser Strukturen. Eine offene Frage ist darüber hinaus ob die zu diesen Domen zugehörige Hauptdruckspannung vertikal oder horizontal wirkte - beide Möglichkeiten sind vorstellbar. Aufdomung durch vertikal wirkende Hauptdruckspannung ist bei Intrusion von Plutonen anzusetzen während horizontal wirkende Hauptspannung bei Einengungstektonik auftritt. Unabhängig von der Wirkung des Druckes sind Dome geometrisch kreisförmige bis elliptische Strukturelemente notwendigerweise mit einer Achsenkulmination und nicht wie ermittelt mit einseitigem Achsenabtauchen. Zudem dürfte der Abtauchwinkel der Achsen je nach Beobachtungsort häufig variabel sein. Die vollständige meßtechnische Erfassung derartiger Megastrukturen im Gelände ist daher problematisch.

Will man trotz dieser Schwierigkeiten die durch die Dombildung als letzten Formungsakt bewirkte Rotation der älteren Achsen rückgängig machen ist es zweckmäßig auf ein winkeltreues Polarnetz mit den β -Maxima überzuwechseln wobei der zentrale Pol als C-Achse angenommen wird die vertikal die Kruste in Richtung Erdmittelpunkt durchläuft (Abb. 5.1.2c). Unabhängig vom ursächlichen Spannungszustand ermöglicht dieser Projektionswechsel die unzureichend bekannte Aufwölbung mit einer aber in jedem Fall gegebenen maximalen Hebung entlang der vertikalen C-Achse schrittweise und hypothetisch zurück zu rotieren.

Völlig unabhängig von der angenommenen späten Aufwölbung ist der spiralartigen Symmetrie des β -Diagramms seine Hebung immanent so daß der kombinierten Wirkung beider Prozesse die Erschließung des vorliegenden tiefen Krustenstockwerkes zu verdanken sein dürfte. Die bei etwa 25km u.NN beginnende kontinentale Unterkruste soll eine Eingangsgröße zur Abschätzung des maximalen vertikalen Rotationswinkels sein. Bei einem weiter angenommenen Domradius von 50km ergeben sich etwa 27° Rotationswinkel. Aufgerundet wurden daher 30° maximaler Winkel um den die β -Maxima im Poldiagramm zu rotieren sind angenommen. Das Poldiagramm mit den wesentlich erscheinenden und oben bereits genannten β -Maxima ist in Abb. 5.1.2c gegeben wobei die Maxima als radial von der C-Achse verlaufende Pfeile dargestellt sind. In deren linearen Fortsetzung ist der Verlauf ihrer maximalen Rotation in 10° -Schritten markiert worden. Unter Mittelung lassen sich sowohl die tatsächlichen und aktuellen Maximapositionen wie auch die transformierten d.h. rotierten Positionen empirisch in dargestellter Weise jeweils durch eine zweiseitige Spiralfunktion verknüpfen.

Im ersten Fall - die aktuelle Position - bleiben zwei Maxima unberücksichtigt ($072/22^{\circ}$ $173/17^{\circ}$) darüber hinaus erlauben die peripheren Endpunkte der beiden Spiraläste die ja den letzten Spannungszustand repräsentieren keine einheitliche Konstruktion des Streifenellipsoides. Beide Ellipsoidlängsachsen (B-Achsen) schließen einen Winkel von 60° ($320^{\circ}-20^{\circ}$) ein. Ein zweiphasiger Faltungsakt oder eine kontinuierliche Drehung des Spannungsplans wie sie bei der $B \pm B'$ -Tektonik auftritt muß hier gefordert werden. Die beiden Endpunkte stimmen gut mit den Achsenlagen der in konkreten Einzelfällen in situ beobachteten Kleinfalten im m-Bereich überein um die sich in einem späteren Formungsakt verbogen wurde. Eine zweite Übereinstimmung mit dem offensichtlichen Großbau ist daß das einen Endpunkt darstellende β -Maximum $145/10$ etwa dem Azimut der durch die Umbiegung von NE-SW auf E-W-Streichen zu erwartenden sekundär neu entstehenden Achsenrichtung entspricht. Die zentralen Endpunkte würden die von KLERKX(1980) beobachteten archaischen liegenden Falten repräsentieren setzen aber voraus daß diese ein steiles Abtauchen aufweisen.

Im zweiten Fall - Rotation um 30° - fügen sich die Einzelelemente noch besser zu einem einheitlichen Bild. Die beiden im ersten Fall nicht integrierbaren β -Maxima sind nun integrierbar. Das bedeutende Maximum primär bei $072/22^{\circ}$ läuft mit dem primär bei $253/42^{\circ}$ liegenden Maximum zusammen und bildet nun etwa bei $253/10^{\circ}$ eine bedeutende Akkumulation als mögliches Gegengewicht zum primären absoluten Maximum

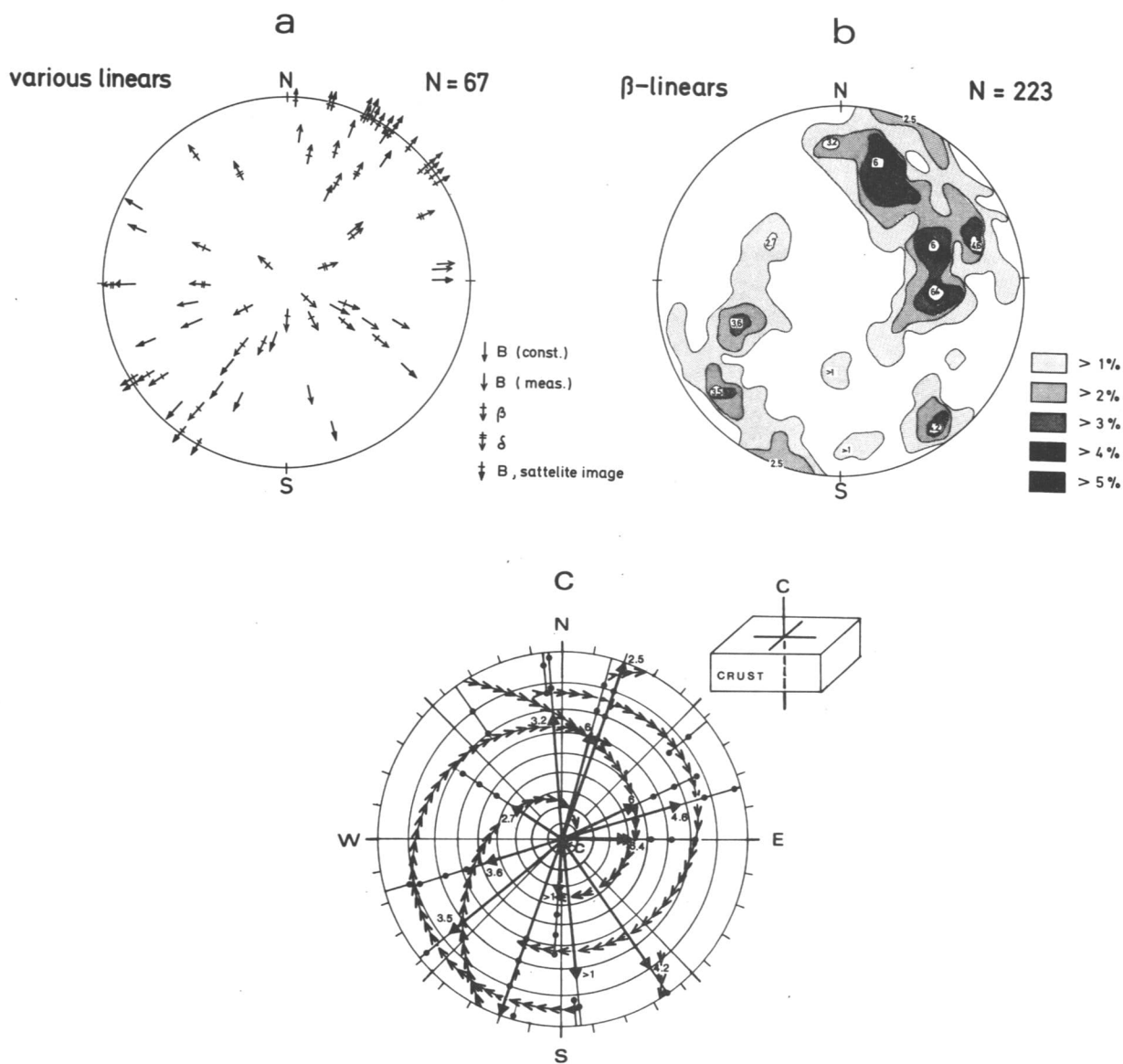


Abb. 5.1.2: a) Direkt in situ gemessene Lineare» 1m Satellitenbild ermittelte Faltenachsen von Großstrukturen und aus lokal in situ beobachteten Einzelfällen konstruierte oder direkt gemessene B-Achsen, b) Isoliniendiagramm der Verteilung der aus $sf|$ (vergl. Abb. 5.5.1b) ermittelten $\beta(sf)$ -Lineare unter Berücksichtigung einer sf -Maxima abhängigen Wichtigkeit (siehe Text!) und mit prozentualer Angabe der signifikanten Maxima» die in "c" übernommen worden sind, c) Darstellung der β -Maxima im winkeltreuen Polarnetz mit der C-Achse im Mittelpunkt. Dargestellt ist die Rückrotation der wahrscheinlichen vertikalen Verkippung der B-Achsen ($=\beta$) um 30° aufgrund Junger Domstrukturen» sowie die horizontale B-Rotation durch spiralförmige Pfeilgirlanden vor und nach der 30° -Verkippung der B-Achsen. Weiteres siehe Text.

Fig. 5.1.2: a) Directly in situ measured linears» fold-axes of mega-structures determined by satellite image evaluation, and for some locally in situ observed cases constructed or directly measured B-axes. b) Isoline diagram of the distribution of the $\beta(sf)$ -linears extracted out of $sf|$ (compare fig. 5.1.1b) under consideration of a weight in accordance with the respective sf -maximum (see text!) and a percentage numbering of the significant maximum» which have been used in diagram "c". c) Plot of β -maxima in a true angle polar net with C-axis at center. Displayed is the rerotation of probably vertical tilted B-axes ($=\beta$) of 30° due to younger up-doming, as well as horizontal B-rotation depicted by spiral garlands of arrows» before and after 30° tilt of B-axes. Further see text.

das nach der Rotation bei 090/18 liegt. Diese heute azimutal etwa in E-W verlaufende Achsenlage weist sich durch die starke Konzentration als möglicherweise zeitlich zu fixierender episodischer Formungsakt aus. Hinzu kommt* daß im rotierten Fall von keiner so starken Verkippung der alten Achsen* d.h. steiler werdendes Abtauchen* ausgegangen werden muß wie im nicht rotierten Fall* was mit Hinblick auf die von KLERKX(1980) berichteten Hegenden Falten südlich des Gebel Uweinat von Bedeutung ist* von denen dieser Autor kein steiles Achsenabtauchen berichtet. Ein gewisser Nachteil dieses Modells ist* daß das primär bei 145/10 liegende Maximum nicht mehr durch das Umbiegen von NE-SW auf E-W erklärt werden kann. Seine rotierte Position bei 322/20 ordnet es einem recht frühen Stadium zu. Ein weiterer Vorzug dieser Lösung ist jedoch* daß Ausgangs- und Endpunkt azimutal jeweils auf einer Ebene liegen* eine Zerlegung des Strebfeldes also nicht gefordert zu werden braucht. Demnachlag gegen Ende der Deformationsphase die Längsachse des Strebel lipsoides bei 5*W, mit einer dazu orthogonalen Haupteinengungsrichtung bei 85*E.

Der sich durch b-Rotation und sigmoidal verbogene Schichtköpfe ausdrückende strukturelle Grobbau des Arbeitsgebietes ist weitgehend durch den Mechanismus der ein- oder mehrscharigen nichtaffinen Biegegleitung unter zusätzlicher, plättend wirkender Pressung erklärbar. Bei diesem Mechanismus kann die Biegung externrotativ erfolgen, z.B. durch Drehung eines größeren Krustenelements* dessen Bestandteil das Arbeitsgebiet war und ist, ohne daß dabei die Rotationsachse unmittelbar und zentral im Arbeitsgebiet zu liegen hat (KARL, 1964:74). Die Verformung durch Gleitung erfolgt dagegen internrotativ, wobei im konkreten Fall die Gleitbahnen anscheinend in den vorhandenen Anisotropieebenen sf bzw. ss gelegen haben und somit einscharig waren. Die hohen Quarzgehalte der Gesteine erlauben optimale Druckübertragung mit großer Reichweite, so daß bei einer E-W gerichteten Stauchung der vorliegenden sigmoidal verbogenen und an den lateralen Endpunkten eingespannten Faltenstränge in den E-W-streichenden Teilbereichen Dehnung in N-S-Richtung zu erwarten ist. Dadurch kann die, auf N-S-Dehnung zurückzuführende, beobachtete Auffächerung der E-W-streichenden Schichtköpfe im Bereich der Metasedimentären Formation erklärt werden. Durch die E-W wirkende Stauchung ist es ferner vorstellbar, daß es zur weiteren Verbiegung durch Pressung der NNE-SSW-streichenden Faltenabschnitte gekommen ist, wodurch das zu beobachtende sf -Streichen nach NNW teilweise erklärbar ist.

Es ist daher anzunehmen, daß eine initiale Pressung überging in eine Biegegleitfaltung unter Knickung der Primärachsen, bedingt durch rechtsdrehende Rotation. In den E-W-streichenden Achsenabschnitten führte die Biegegleitung im Anschluß an die Knickung zur Stauchung, was final mit Zunahmeder Kompression in eine ein- oder mehrscharige Zerteilung durch Bruchbildung unter weiterer Plättung einmündete. Begleitet wurde dieser Prozeß von einer steten oder episodischen Hebung, die primär flach angelegte Faltenachsen verkippt hat.

Mit Bezug auf den ermittelten Drehwinkel von ca. 200* ist es kaum vorstellbar, daß die Haupteinengungsrichtung bzw. die Lage des Strebel lipsoides konstant geblieben ist. Die letzte Kompressionsrichtung im Grundgebirge lag etwa bei $= 85^{\circ}E$. Der rechtsgerichtete Rotationssinn der b-Achsen läßt komplementär einen linkssinnigen Drehsinn von postulieren. Es wird angenommen, daß σ_1 aus SE eingeschwenkt ist. Jede Veränderung der Lage von σ_1 in Richtung SE verringert die notwendigerweise zu fordernde Drehung der b-Achsen komplementär. Diese Verlagerung von σ_1 ist zwanglos durch einen Prozeß, der zu einer B x B'-Tektonik führt, erklärbar.

5.2 Bruchtektonik

Zur vollständigen Beurteilung des Beanspruchungsmusters ist es notwendig* neben der b-Achsenlage auch die räumliche Anordnung der Bruchflächen zu kennen. In situ konnten hierüber aus Zeitgründen fast keine Daten gesammelt werden, weshalb zur Analyse nur das zweidimensionale (ab-Ebene), bruchbedingte Lineationsgefüge des Satellitenbildes herangezogen werden konnte. Um das für genetische Schlüsse nützliche Verhältnis aus Länge und Anzahl pro Azimutintervall erfassen zu können, geschah die Auswertung und Darstellung des Bruchgefüges für beide Gröben getrennt (Abb. 5.2.1).

Betrachtet man das Arbeitsgebiet als Ganzes (Abb. 5.2.1: TOTAL), so zeigt sich bei den erfaßten Brüchen **eine starke Präferenz sowohl für die Anzahl wie auch für die Länge bei 65°E/-15°**. Ein weiterer gemeinsamer positiver Extremwert, jedoch von deutlich nachgeordneter Bedeutung, findet sich bei 35°W, gefolgt von einem noch schwächeren bei 5°W. Für die Richtungen 15°E, 25°E und 95°E ergeben sich Abweichungen zwischen den beiden Bewertungsarten. Danach ist durch Vorhandensein oder Nichtvorhandensein eines Untermaximums abzuleiten, daß in Richtung 25°E und 95°E in der Regel viele kurze, in Richtung 15° dagegen wenige lange Bruch- und Störungselemente streichen. Bei gemeinsamer Berücksichtigung von Länge und Anzahl **ist die E-W-Richtung (95°) neben der des Maximums in jedem Fall als zweite Hauptbruchrichtung festzuhalten**.

Analysiert man das Bruchmuster innerhalb der einzelnen lithologischen bzw. regionalen Teilbereiche des Untersuchungsgebietes, so läßt sich keine wesentliche Änderung gegenüber dem Sammeldiagramm ableiten. Bedingt gilt das auch für die im NW-Sudan befindliche Metasedimentäre Formation (Abb. 5.2.1.: MF). Unter Richtungskonstanz der beiden ersten Maxima vertauschen sich deren Beträge, so daß hier 95°E zum Hauptmaximum und 65°E zum Untermaximum wird. Darüber hinaus ist hier insgesamt der Amplitudenunterschied zwischen dem Maximum und den nachgeordneten positiven Extremwerten nicht so stark entwickelt wie generell in den anderen Teilbereichen. Azimutale Abweichungen der nachgestellten positiven Extremwerte von Teilbereich zu Teilbereich sind mit Vorsicht zu bewerten, da ihr absoluter Betrag mit meist 10° aufgrund der gewählten Intervallbreite etwa der Fehlergrenze pro Klasse entspricht. Auf die hier zur Klärung eigentlich nötige analytische Vertiefung mittels einer 5°-Drehung der Klassen wurde verzichtet.

Unter Beachtung dieser Einschränkung sei auf die linkssinnige Rotation des Extremwertes in Richtung NNE-SSW von 35°E über 25°E bis 15°E der Teilbereiche im SE (Diagramm MF), im NE (Diagramm AF, G.Kamil) und im W (Diagramme GF und AF, Penepain) hingewiesen. Eine rechtssinnig drehende komplementäre Scherrichtung im SE-Quadranten ist jedoch unter den in diesen Richtungen auftretenden positiven Extrema nicht sicher feststellbar. Der nachweisbare Fall zeigt aber, daß bei der Strukturanalyse auf eine mögliche Rotation des gesamten Bruchgefüges Rücksicht zu nehmen ist. Wie im Sammeldiagramm angedeutet, bestätigen und unterstreichen die Teilbereichsdiagramme die zu beobachtende Bedeutung der N-S (+/-5°) verlaufenden Bruchstrukturen.

Für die umfassende Beurteilung und richtige Analyse des Bruchgefüges eines Bereiches ist die Richtungsverteilung allein nicht genügend, vielmehr sind Altersbeziehungen und ggf. Bewegungssinn entscheidende, notwendige Parameter. Ferner ist es wichtig, über den Scherwinkel von komplementären Scherflächen die Haupteingangsrichtung zu definieren. Unter günstigen Bedingungen, wie z.B. gute Aufschlußverhältnisse und hohe Bildauflösung, können Fernerkundungsmethoden hierbei wertvolle Dienste leisten. Durch die Beschaffenheit des diskutierten Gebietes und des zur Auswertung zur Verfügung stehenden relativ kleinmaßstäblichen Bildmaterials waren jedoch im vorliegenden Fall hierüber nur bedingt Erkenntnisse zu erhalten. Durch gezielte Bildinterpretation auf Schichtkopfschieppung, Gesteinsversatz, Schnittphänomene und Scherpaardefinition wurde der Versuch unternommen, diese wichtigen Fragen zu lösen. Die relativ wenigen ermittelten hierfür geeigneten Einzelfälle erlauben aber keine endgültigen Schlüsse. Die Beobachtungen sollen jedoch berichtet und anschließend versuchsweise interpretiert werden.

So ist zu beobachten, daß vor allem E-W aber auch N-S verlaufende Brüche und Störungen von anderen Richtungen abgeschnitten werden, diese Richtungen daher ein höheres Alter haben müssen. Bei den alten E-W Störungen ist gelegentlich eine leichte Krümmung um etwa 10° entgegen dem Uhrzeigersinn zu beobachten. Mit Bezug auf den Strukturbau wird dies als Ausdruck einer nachträglichen Biegung gewertet. Entsprechend alte Elemente und solche mit intermediärem Status sind vereinzelt auch in Richtung NE und SE zu beobachten. Entlang der letztgenannten Richtungen sind aber gleichfalls jüngere, d.h. aushaltende, meist andere abschneidende Störungslinien vertreten. Das azimutale Maximum bei 65° +/- 15°E gehört eindeutig zu den jüngeren bzw. bis zu jetzt aktiven Bruchrichtungen. In dieser Richtung finden sich häufig langaushaltende Störungslinien.

Angaben über Relativbewegungen auf den Störungsflächen sind besonders schwierig. Vielfach ergeben sich hierfür überhaupt keine Anhaltspunkte, was mit Sicherheit häufig genetisch zu begründen ist. Laterale Bewegungen haben oft nicht stattgefunden, so daß es sich um Zerrüttungszonen durch Dehnung oder Vertikalbewegung handelt. Bei den (vermeintlich) festzustellenden Relativbewegungen zeigen sich mit wenigen Aus-

nahmen in der jeweiligen Richtung sowohl linkslaterale wie auch rechtslaterale Verschiebungen, wobei jedoch meist ein Bewegungssinn dominiert. Geht man allein von dem dominanten Bewegungssinn aus, dann stellen das Intervall von 40° bis 80° incl. dem Maximum bei 65° und das Untermaximum bei 95° rechtslaterale Bewegungen dar. Auch in Richtung 15° überwiegt offenbar diese Relativbewegung. Linkslateraler Bewegungssinn ist im Intervall von 10° - 70° vorherrschend, darüber hinaus bei 85° .

In sechs Fällen konnten direkt Scherpaare festgestellt werden, mittels derer über die Winkelhalbierende des Scherwinkels die zugehörige Hauptspannungsrichtung festgestellt wurde. Dabei hat sich der Scherwinkel selbst als nicht konstant erwiesen. Er schwankt bei den betrachteten Fällen zwischen 100° und 62° , das dazugehörige ϕ dagegen von 125° (100° Scherwinkel) über 105° (80° und 88° Scherwinkel), 95° (77° und 84° Scherwinkel) bis 85° (62° und 88° Scherwinkel). Der erstgenannte Fall ist an Grundgebirgssteinen im Bereich MF, die weiteren Fälle an sedimentären, verkieselten Gangbreccien im NE des Gebel Uwelnat im Bereich eines größeren Vulkangebietes zu beobachten. An diesen zugegebenermaßen wenigen Fällen ist im Trend eine Drehung von ϕ um 40° von SE auf ENE unter Abnahme des Scherwinkels erkennbar, eine gewisse Bestätigung der diesbezüglichen Schlußbemerkung aus Abs. 5.1.

Versucht man, den dargestellten Sachverhalt unter hypothetischer Annahme eines **zweischarigen Schersystems** zu deuten, gibt sich keine einfache Systemlösung zu erkennen. Seit MOODY & HILL (1956) ist bekannt, daß zu jeder Verschiebung ein System von Störungen 2. und 3. Ordnung existiert, das durch eine komplementäre Scherzone 1. Ordnung entsprechend komplex wird. Entscheidender Parameter für die azimutale Lage der jeweiligen Störungsordnung ist der **Scherwinkel**, den die genannten Autoren mit 60° annehmen. Legt man im konkreten Fall in das Sammeldiagramm des gesamten Untersuchungsgebietes (Abb. 5.1.:TOTAL) eine rechtslaterale Störungsschar 1. Ordnung in das Maximum, so fällt sie in Richtung 95° E, die zugehörigen linkslaterale Störungen 2. Ordnung in Richtung 10° W, was bei letztgenannten nach Maßgabe der Fehlerspanne mit dem existierenden positiven Extremwert bei 5° W korreliert. Die anderen vorhandenen positiven Extremwerte bei 15° E und 35° W fallen jedoch mit keiner weiteren der nach MOODY & HILL (ob.zit.) zu fordernden Richtungen zusammen. Die im Fall der affinen zweischarig gleichscharigen Scherung zu fordernde linkslaterale Scherrichtung 1. Ordnung bei 55° W ist nicht vorhanden. Dies kann theoretisch mit der häufig realisierten **zweischarig ungleichscharigen Zerschierung durch schiefe Pressung** erklärt werden, bei der durch schnelle systemimmanente Rotation eine der beiden Scherrichtungen, die rotierte, mechanisch nicht wirksam werden kann. In diesem Fall ist dann aber die Festlegung von ϕ nicht mehr ohne weiteres möglich und kann nur durch genauere Mikrogefügeanalyse bestimmt werden. Für die beiden genannten Alternativen ist keine eindeutige Korrelation mit dem zu beobachtenden Bruchgefüge festzustellen, doch ändert sich das Bild, wenn man für den Scherwinkel der zweischarig gleichscharigen Scherung einen größeren Betrag voraussetzt.

Anhand der Beispiele im Untersuchungsgebiet ist die weithin bekannte Tatsache zu zeigen, daß der Scherwinkel keine Konstante ist. Entsprechende großräumige Schersysteme in den Alpen lassen einen Scherwinkel von 80° erkennen (RICHTER, 1978). KARL (1964) stellte fest, daß die Größe des Scherwinkels hauptsächlich eine Funktion von Materialeigenschaften und Belastungsgeschwindigkeit ist - in starren Gesteinen oder bei schnellem Kompressionsdruckanstieg ist der Scherwinkel klein (ca. 60°) und wird zunehmend größer in umgekehrten Fällen. Im Arbeitsgebiet ist kein Argument für einen raschen Druckanstieg erkennbar, daher sind größere Scherwinkel verständlich. Weiterhin lassen reife Schersysteme, d.h. langfristig aktive Scherung, größere Scherwinkel erkennen, weil es mit zunehmender Kompression zur internen Rotation der Scherpaare bis hin zur Anlage neuer Scherflächen kommt. Ein weiteres Argument für einen größeren Scherwinkel nennt RICHTER (1978). Danach besteht jede Scherzone aus einer Kombination von einer primären Scherfläche - die im Sinne von MOODY & HILL (1956) mit einer komplementären Richtung einen Scherwinkel von 60° einschließen kann - und einer sekundären Scherfläche im Winkel dazu, die mit einer zu ihr komplementären Scherrichtung einen größeren Winkel als das primäre Scherpaar einschließt. Durch Kombination des primären und sekundären Schersystems kann sich für den Winkel den beide Scherzonen einschließen, ein deutlich größerer Betrag ergeben. Dabei meint "Zone" den Bereich, in dem 1. und 2. Scherfläche kombiniert vorkommen. Gerade die **Scherzonen** sind es aber, die in der Satellitenbildinterpretation vornehmlich erkannt werden.

Entsprechend diesen Ausführungen wurde bei einer zweiten Fallstudie unter sonstiger Einhaltung der Annahmen von MOODY & HILL (ob.zit.) der jeweilige **Scherwinkel mit 80°** angesetzt. Legt man wieder die rechtslaterale Scherrichtung 1. Ordnung in das Maximum, fällt die linkslaterale Komplementärrichtung mit

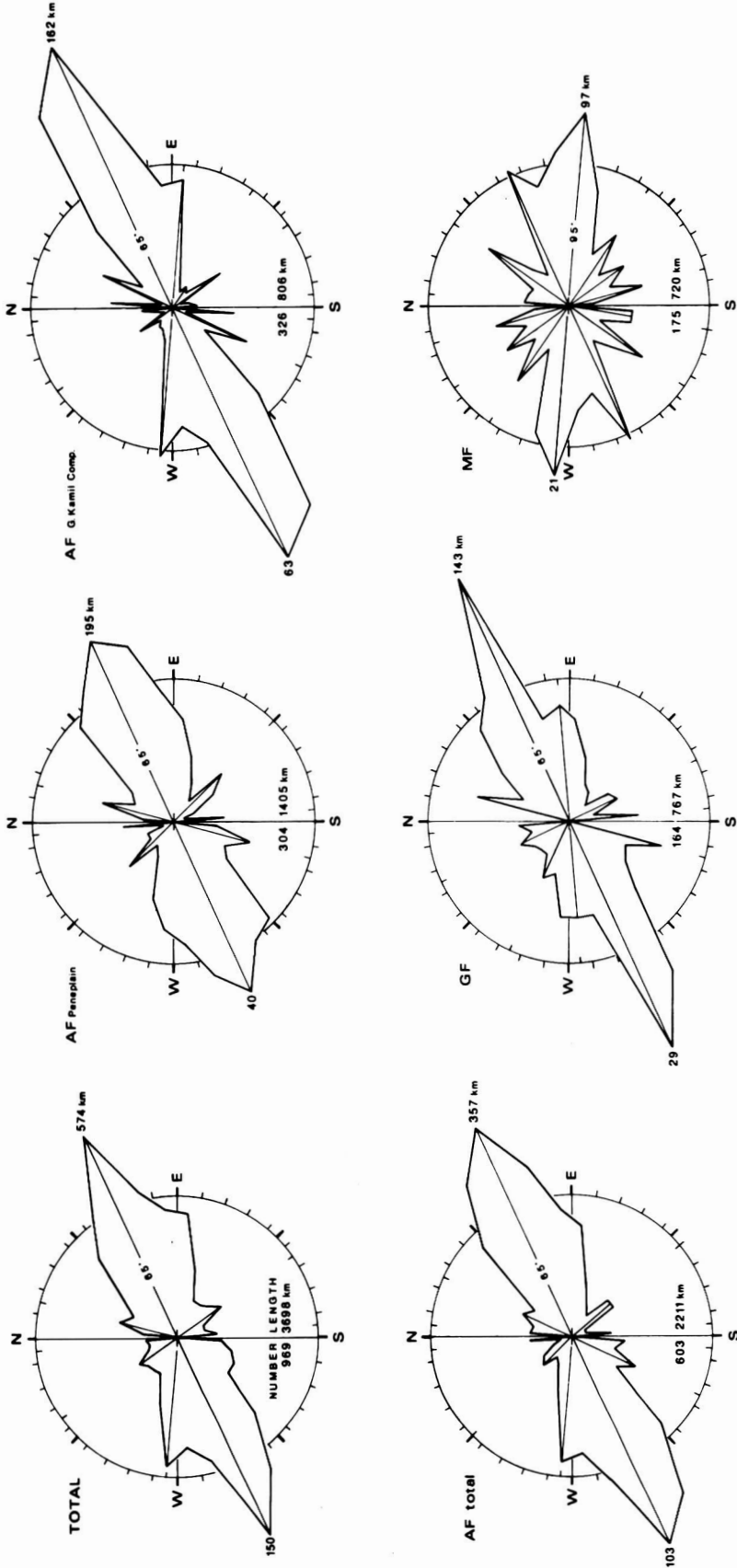


Abb. 5.2.1: Richtungsverteilung des bruchtektonischen Inventars im Arbeitsgebiet. Die Auswertung umfaßt ausschließlich Satellitenbildinformation in der horizontalen ab-Ebene. Getrennt nach Länge und Anzahl pro Azimutintervall 1° ist neben der Gesamtverteilung (TOTAL) das Gebiet nach regionalen Teilbereichen unterteilt «ausgewertet worden» wobei die rechten vier Diagramme in ihrer Anordnung etwa der räumlichen Lage der Teilbereiche entsprechen. AF «Anatexit-Formation», GF = Granitblastit-Formation» MF = Metasedimentäre Formation. Die Kreisperipherie stellt jeweils 10% dar. Weiteres siehe Text.

F.1g. 5.2.1: Azimutal distribution of fracture inventory within working area. The evaluation concerns satellite information, which exclusively is along the horizontal ab-plane. Per azimuth interval length and number are given separately. Beside the Overall total (TOTAL) the evaluation distinguishes between different regional parts of the area. AF = Anatexite Formation, GF = Granoblastite Formation, MF = Metasedimentary Formation. Periphery of circle depicts 10%. Further see text.

dem linkslateralen positiven Extremwert bei 35°W zusammen mit einem sich ergebenden bei 105°E. Die jeweils dazugehörigen rechtslateralen Störungszonen 2. Ordnung liegen bei 20°E und 110°E# 3. Ordnung bei 65°E (im Maximum) und 25°W; die jeweils dazugehörigen linkslateralen Störungszonen 2. Ordnung liegen bei 10°E und 100°E# 3. Ordnung bei 55°E und 35°W. Damit liegt der zu beobachtende positive Extremwert bei 15°E genau zwischen einer linkslateralen und einer rechtslateralen Störungszone 2. Ordnung. Die dazugehörigen Komplementären in Richtung +/-5° zu op d.h. 100°E und 110°E# bilden kein ausgeprägtes Maximum# das Untermaximum bei 95° liegt aber innerhalb der Fehlergrenze der linkslateralen Richtung. Doch allgemein sind E-W wie N-S verlaufende Brüche des Arbeitsgebietes mit keiner der zu fordernden Scherrichtung bei diesem Scherwinkel im Einklang. Insgesamt bietet dieses Modell eine bessere Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Theorie als das Modell mit einem 60°-Scherwinkel.

Unterzieht man die etwas abweichende Verteilung MF (Abb. 5.2) unter Annahmes des 80°-Scherwinkels einer genaueren Betrachtung# so läßt sich für eine Position von bei 50°W (=130°E) unter Berücksichtigung eines Fehlerintervalls von +/-5° je Richtung ein hohes Maß an Übereinstimmung feststellen. Die zu fordernde rechtslaterale Hauptrichtung liegt bei 90°E - das tatsächlich beobachtete rechtslaterale Maximum bei 95°E; die zu fordernde linkslaterale Hauptscherrichtung liegt bei 10°W - ein tatsächlich beobachteter linkslateraler positiver Extremwert bei 15°W. Linkslaterale Störungszonen 2. Ordnung bei 35°E und 55°W fallen mit zwei tatsächlich beobachteten vorwiegend linkslateralen positiven Extremwerten zusammen. Exakt in N-S-Richtung verläuft eine zu fordernde Bruchzone 3. Ordnung mit rechtslateralem Bewegungssinn - bei 5°E liegt ein positiver Extremwert. Bezeichnend ist# daß das totale Maximum bei 65°E und das Untermaximum bei 35°W bei 50°W hier mit keiner zu fordernden Scherrichtung zusammenfallen.

Die vorangehende Diskussion zusammenfassend# müssen folgende Punkte festgehalten werden:

- 1) Das totale Maximum liegt bei 65° +/- 15°E mit einem jungen rechtslateralen Bewegungssinn.
- 2) Die für die zwischarige Scherung zu fordernde komplementäre linkslaterale Scherrichtung zum Maximum ist im positiven Extremwert bei 35°W zu erkennen.
- 3) Bei 95°E verlaufen alte rechtslaterale# vereinzelt leicht gekrümmte Störungen und Brüche mit einem Trend zu Überwiegend kurzen Elementen - diesbezüglich bildet Bereich NF eine Ausnahme.
- 4) Etwa orthogonal dazu in N-S verläuft eine weitere alte überwiegend linkslaterale Kluft- und Störungsrichtung.
- 5) Zu beobachtender entgegengesetzter relativer Bewegungssinn für nahezu jedes Richtungsintervall setzt eine zeitabhängige mehrfache Aktivierung des Bruch- und Störungsgefüges voraus.
- 6) Die Variation des positiven Extremwertes in Richtung NNE-SSW läßt eine linksdrehende Rotation von 20° vom südöstlichsten zum nordwestlichsten Teilbereich des Untersuchungsgebietes erkennen.
- 7) Die in Einzelfällen direkt beobachteten und die indirekt über die Diagrammaxima zu ermittelnden Cj-Richtungen lassen im Trend einen entgegen dem Uhrzeigersinn gerichtete Rotation von 130°E (=50°W) auf 85°E erkennen# wobei andeutungsweise eine Abnahme des Scherwinkels zu beobachten ist.

Aus den genannten Gründen werden zwei sich überlagernde# verschieden alte# zwischarig ungleichscharige Schersysteme postuliert. Die deutlich orthogonale Tendenz des älteren Bruch- und Störungssystems läßt sich dabei auf die kombinierte Wirkung von vertikaler Krustenhebung und horizontaler Kompression mit 130°E zurückführen. Das jüngere Schersystem mit 85°E hatte höchstwahrscheinlich einen nichtaffinen Charakter# was an der Verbiegung der älteren Bruchelemente abzuleiten ist.

Das absolute Vorherrschen der Richtungen um das Maximum herum muß auf ihre junge Reaktivierung durch ein drittes Schersystem zurückgeführt werden. Auch im Bereich des Roten Meeres ist diese Richtung stark vertreten# wo sie senkrecht auf der Längsachse des Meeresarmes (30°W) steht und die älteste Richtung (Jura/Krefde) im Zusammenhang mit der Öffnung des Meeres darstellt (LINKE# mündl. Mitt.). Die in diesem Bereich durch Krustendehnung hervorgerufene Öffnung der einstigen Riftzone muß in anderen Krustenbereichen# wie offenbar im Arbeitsgebiet# zu Kompression mit einem bei 60°E führen. Unter der Annahme eines 80°-Scherwinkels liegt dann in Richtung des Maximums (65°E) eine rechtslaterale Störungsschar 2. Ordnung# bei 55°E die entsprechende linkslaterale. Möglichweise aus Gründen der Vorzeichnung ist es gerade zur betonten Reaktivierung dieser Richtung und nicht der der notwendigerweise zu fordernden primären Scherflächen gekommen.

Ob die insgesamt linksdrehende Veränderung von endogene oder exogene Ursachen hat, ist mit Sicherheit nicht zu sagen. Der für die Öffnung des Roten Meeres verantwortliche Prozeß, der zu selektiver Reaktivierung des Bruchmusters im Untersuchungsgebiet führt, zeigt tektonisch einen völlig anderen Charakter als die strukturelle Prägung zu Zeiten des Präkambriums. Die sich darauf beziehende, letzte a -Drehung ist mit Sicherheit in bezug auf das Arbeitsgebiet exogen, doch für die archaisch-proterozoische Variation von Oylassen die Beobachtungen, die auf eine B j. B'-Tektonik hindeuten, eine endogene Drehung annehmen.

5.3 Bruchtektonik und Magmatismus

Für das Arbeitsgebiet ist in allen Teilbereichen eine deutliche Koppelung des extrusiven und hypabyssalen Magmatismus an das vorgegebne Bruchmuster festzustellen. Es muß geradezu von einer Ausnahme gesprochen werden, wenn zu einem vorhandenen Vulkankegel keine Lineationsspur im Satellitenbild ausfindig gemacht werden kann. Häufig findet man die Vulkankuppen an Kreuzungspunkten von Linearen. In anderen Fällen wird eine Lineation durch die lineare Aneinanderreihung mehrerer Vulkankuppen hervorgehoben oder erst erkennbar. Auch bestehen Zusammenhänge zwischen Bruchdichte pro Flächeneinheit und Magmatismus. In Bereichen mit intensiverer Zerschering nehmen auch die vulkanischen Erscheinungen deutlich zu.

Häufig sind die Störungszonen im Satellitenbild nur deshalb so auffällig, weil sie als Förderbahn für hypabyssalen, gelegentlich extrusiven Magmatismus gedient haben. Besonders beeindruckende Beispiele hierfür bietet der SW der Peneplain, wo saure, ca. 20 m mächtige Gänge schnurgerade über 30 - 40 km von SW nach NE ziehen, über andere Fälle ist bereits in Kap. 2 berichtet worden. Sedimentäre, verkieselte Gangbreccien wie sie massenhaft in der Region anzutreffen sind, müssen ebenfalls als oberflächlicher Ausdruck tiefer liegender Gangintrusion angesehen werden.

Magmatische Massenzufuhr ist bevorzugt in Krustenbereichen mit Zugspannung zu erwarten. Prozesse bei denen es zu einer Öffnung durch Dehnung kommt, sind einerseits initiale Rifts mit Anlage von Gräben, andererseits, im kleineren Bereich, Faltung. Bei letzterer ist zunächst auf den bc- und später gegebenenfalls auf den ac-Ebenen von Antiklinalen und Synklinalen eine Zugkraft wirksam, die bei genügend starker Einengung zur Spaltenbildung führt. In Faltungsgebieten werden Gangintrusionen also bevorzugt auf diesen Ebenen zu finden sein. Bei dem Vergleich der Richtungsverteilung der Gänge im Arbeitsgebiet bzw. auf der Gebel Uweinat-Bir Safsaf-Schwelle (Abb. 5.3.1) mit dem Bruchmuster (Abb. 5.2.1) ist

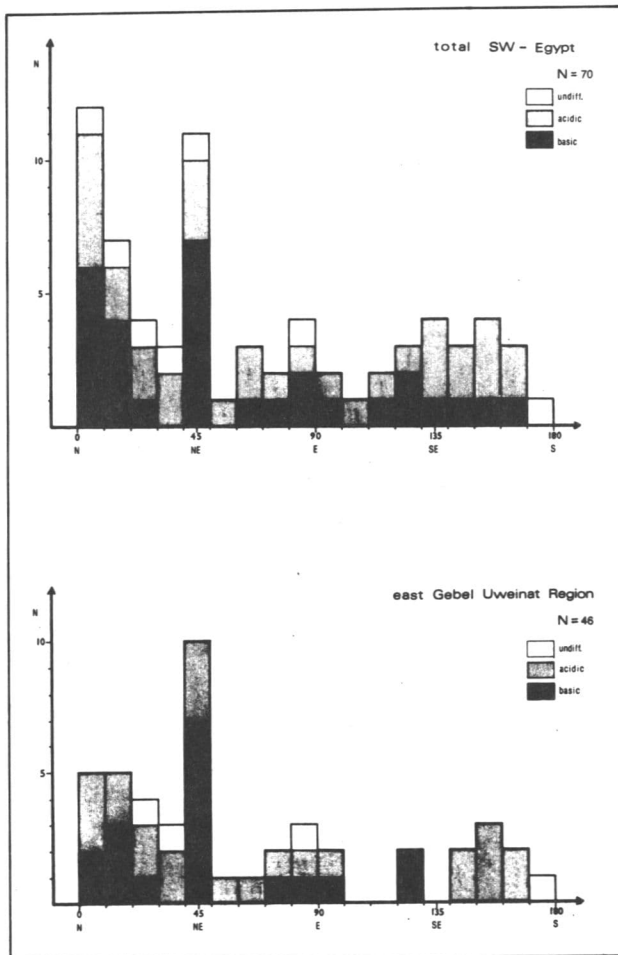


Abb. 5.3.1: Richtungsverteilung der linearen hypabyssalen Intrusionen als Indikation der bevorzugten Dehnung in bestimmten Richtungen.

Fig. 5.3.1: Directional distribution of linear hypabyssal intrusions as indicator of preferential tension in distinct directions.

keine besonders gute Übereinstimmung in bezug auf die azimutalen Maxima festzustellen. Das erklärt sich mit der vorherrschenden Scherfunktion des vorliegenden Bruchmusters, bei der es zu keiner Öffnung der Bruchflächen kommen kann. Aufgrund der berichteten Drehung der präkambrischen Faltenachsen ist es dagegen relativ einfach, zu jedem azimutalen Gangmaximum auch ein passendes β -Maximum aus den zur Verfügung stehenden (Abb. 5.1.3) herauszugreifen. Dieser rein schematische Ansatz bietet indes keine Möglichkeit einer realen Problemlösung. Hierfür nötige Detailstudien liegen nicht vor.

6. GEOCHRONOLOGIE

Eine absolute radiometrische Datierung der Gesteine im Arbeitsgebiet mit gut dokumentierter Datenbasis ist im wesentlichen erstmals von KLERKX und Mitarbeitern durchgeführt worden (KLERKX & RUNDLE, 1975; KLERKX & DEUTSCH, 1977; KLERKX, 1980). Ihre Arbeitsergebnisse sind in Kap. 2 zusammengefaßt. In jüngerer Zeit sind jedoch weitere Untersuchungen von anderen Forschergruppen hinzugekommen, wobei teilweise auf Proben- bzw. Datenmaterial von KLERKX und Mitarbeitern zurückgegriffen wurde. An erster Stelle ist hier die gesamte Afrika umfassende geochronologische Übersicht von CAHEN et al. (1983) zu nennen. In diesem Werk sind alle bis dato für Afrika bekannten und ausreichend dokumentierten absoluten Gesteinsalter mit aktuellen Zerfallskonstanten (STEIGER & JÄGER, 1977) neu berechnet und diskutiert. Für den Arbeitsbereich relevant sind ferner Rb/Sr-Regressionen von SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE (1984) sowie Sm/Nd-Modellalter von HARRIS et al. (1984). Auf den Daten der genannten Arbeiten basiert die folgende Betrachtung.

6.1 Radiometrische Altersdaten für das Grundgebirge

Strukturelle, mineralogische und geochemische Relationen, gemeinsam gewertet, erlauben für die drei in dieser Arbeit aufgestellten lithologischen Formationen folgende Korrelation mit der von KLERKX (1980) vorgenommenen Gliederung:

"Metasedimentäre Formation"		-----
"Anatexit-Formation"	<====>	"Ayn Dua Serie"
"Granoblastit-Formation"	<====>	"Karkur Murr Serie"

Folglich sind die von KLERKX ermittelten Alter für den größten Teil der Gesteine im Arbeitsgebiet relevant. Diese bereits in Kap. 2 besprochenen Alter erscheinen durch die Neuberechnung von CAHEN et al. (1983) in neuem Licht. Danach ergibt sich für die ältere "Karkur Murr Serie" auf Basis einer 9-Punkte Rb/Sr-Regressionenlinie an charnokitischen Quarz-Feldspat-Gneisen der Serie ein neues Alter mit 2656 ± 71 Ma (1σ) $R_i = 0.7019 \pm 0.0015$, MSWD = 18.45 (ehemals 2673 ± 21 Ma). Aufgrund der großen Streuung bedeutenden hohen MSWD wurde unter Ausschluß zweier Ausreißer der Wert neu bestimmt. An Hand eines deutlich über der Regressionsgeraden liegenden Ausreißers, mit dem von allen Proben niedrigsten Sr-Gehalt, wurde zunächst jedoch ein Rb/Sr-Modellalter unter Annahme eines initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses (R_i) berechnet. Die sich ergebenden Modellalter von 2919 Ma ($R_i \approx 0.700$) bzw. 2904 Ma ($R_i = 0.702$) werden von CAHEN et al. (1983) als Alter der Metamorphose in Granulit-Fazies interpretiert. Das errechnete 7-Punkte-Regressionenalter der primär 9-Punkte-Geraden von 2632 ± 72 Ma ($R_i = 0.7033 \pm 0.00006$, MSWD = 3.68) kommt quantitativ durch den niedrigen MSWD einer Isochrone nahe und ist dem Alter der 9-Punkte-Regression vergleichbar. Sie werden als Alter der von KLERKX (1980) beschriebenen retrograden Amphibolit-Fazies-Metamorphose angesehen.

Die Neuberechnung für die "Mylonite von Il Passo" ergibt auf Basis einer 5-Punkte-Regressionenlinie das

Alter 2637 \pm 196 Ma (Ri = 0.7002 \pm 0.0021, MSWD= 48.5)» also das der retrograden Amphibolit-Fazies. Bei Eliminierung eines Ausreißers resultiert ein 4-Punkte-Regressionsalter von 2845 \pm 99 Ma (Ri = 0.7006 \pm 0.0008» MSWD= 9.25)» ein Alter also» das wieder in etwa auf die Granulit-Fazies-Prägung zu beziehen ist.

Stimmt die genannte Altersfolge» so ergeben sich klare Bezüge zu vergleichbar gebauten Krustensegmenten in Afrika» mit gleichfalls Granulit-Fazies-Prägung um 2900 Ma und einer retrograden Amphibolit-Fazies um 2640 Ma (CAHENet al.» 1983). Das angenommene bzw. errechnete initiale $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ -Verhältnis für die Karkur Murr Serie von ca. 0.701 veranlaßte CAHENet al.(1983) die mit der Granulitbildung einhergehende Platznahme von Tiefintrusionen anzunehmen.

HARRIS et al.(1984) kommen an Hand zweier Rb/Sr-Isochronenproben von KLERKX & DEUTSCH(1977) auf Sm/Nd-Modellalter von 3200-3000 Ma (Probe 145 bzw. 117). Die Autoren interpretieren dieses Alter i.S.v. McCOLLOCH & WASSERBURG(1978) als Krustenbildungsalter» d.h. den Zeitpunkt zu dem sich das juvenile Primärmagma vom Mantel abgespalten (fraktioniert) hat. Für das retrograde Metamorphoseereignis in Amphibolit-Fazies um 2640 Ma errechnen HARRIS et al.(1984) jeweils ein e_j (CT) und ein e_s (T) von -5.3 bzw. +99.6 (Probe 145) sowie -4.4 bzw. +74.4 (Probe 117). Diese Werte sind typisch für aufgearbeitetes Krustenmaterial und sind daher in Übereinstimmung mit der beobachteten retrograden Metamorphose von zwangsläufig präexistenter kontinentaler Kruste.

Das Alter der von KLERKX aufgestellten und datierten "Ayn Dua Serie" ist von CAHENet al.(ob.zit.) ebenfalls neu berechnet worden. Die granitischen und tonalitischen Proben für diese Datierung sind nebulitisch bis homogen erscheinende anatektische Aufschmelzungsprodukte aus dem Wadi al Wahesh(KLERKX»1980). Das 7-Punkte-Isochronenalter von 1784 \pm 63 (Ri = 0.7081 \pm 0.0007» MSWD= 0.85) wird mit Blick auf den hohen Ri-Wert als Zeitpunkt der Anatexis angesehen. Die weniger anatektischen migmatischen Gneise der Typuslokalität bei Ayn Dua zeigen große Streuung und fallen bezeichnenderweise z.T. auf die Karkur Murr» z.T. auf die Wadi al Wahesh-Regressionsgrade. KLERKX(1980) folgert» daß Migmatisation und Anatexis einaktig abgelaufen sind, und ihr Edukt zeitgleich mit der Karkur Murr Serie ein vorangegangenes thermotektonisches Ereignis durchlaufen hat» entsprechend der angenommenen Situation im Gebel Kamil-Komplex.

Aus dem Gebel Kamil-Gebiet wurde von SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE(1984) eine Rb/Sr-Datierung an granitischen bis granodioritischen Diatexiten und Metatexiten (vergl.Tab. A11b) vorgenommen. Eine 8-Punkte-Regressionslinie ergibt 2588 \pm 20 Ma (Ri = 0.6955 \pm 0.0002» MSWD= 2678.2) und ist aufgrund der großen Streuung als nicht verwertbares Ergebnis einzuschätzen. Ein Modellalter für eine am weitesten über der Regressionsgeraden liegenden metatektischen Probe (1-83A) von 2970 Ma (Ri = 0.702) bzw. 2871 Ma (Ri = 0.704) spiegelt erneut das Ereignis der Granulit-Fazies-Metamorphose wieder. Unter Berücksichtigung von nur fünf der acht Probenpunkte ergibt sich ein annähernd als Isochrone zu qualifizierendes Alter von 673 \pm 56 Ma (Ri = 0.7050 \pm 0.0004» MSWD= 5.3). Dieses panafrikanische Alter kann unter Berücksichtigung der allgegenwärtigen diaphoretischen» niedriggradigen Überprägung der Gesteine nur mit einer weitgehend streßfreien» ausschließlich thermalen Grünschiefer-Fazies-Metamorphose erklärt werden.

Biotite weisen für das Rb/Sr und K/Ar-System eine Öffnungstemperatur von 300°C, Muscovit und Phengit dagegen für K/Ar eine solche von 350°C und für Rb/Sr 500°C auf (CAHENet al.» 1984:7). Wenn auch eine entsprechende Angabe für Feldspäte nicht vorliegt, so beweisen doch niedriggradige Albitkristallite früh einsetzende Stoffverschiebungen bei Feldspäten, mit einer Rehomogenisierung der Sr-Isotopen als Folge. In jedem Fall ist eine Sr-Isotopen-Rehomogenisierung für Biotit schon bei Grünschiefer-Fazies evident und im Gebel Kamil-Komplex augenscheinlich eingetreten.

Es erhebt sich damit die Frage, weshalb ein panafrikanisches Ereignis nicht auch die anderen Datierungen beeinflußt hat. Mehrere Ursachen sind möglich. Obwohl auch in der Karkur Murr und Ayn Dua Serie von KLERKX niedriggradige Rekristallisationen zu beobachten sind, scheinen diese trendmäßig von E nach W abzunehmen. Hinzu kommt, daß die Granulite und Granoblastite insgesamt geringere Biotitgehalte aufweisen, und daß die Anatexite fast durchgehend Chloritisierung der Biotite zeigen. Letzteres ist besonders störend für das Sr-System. Ferner ist im allgemeinen das Rb/Sr-Verhältnis bei den Granoblastiten niedrig, so daß bei Sr-Verlust relativ weniger radiogenes ^{87}Sr abwandert (CAHENet al., 1984:7). Diese Autoren stellen ebenfalls heraus» daß Deformation und Rekristallisation bei niedrigen Temperaturen durch interkristalline Diffusion bestimmt wird, dagegen bei hohen Temperaturen durch kurzräumige Massendislokation. Einerseits ergibt sich daraus eine Rehomogenisierung nur bei ausreichend langer, niedrigtemperierter Aufheizung,

andererseits ist im Hochtemperaturbereich des tieferen Krustenstockes (Granulite) nur eine kurzräumige Homogenisierung zu erwarten. Bei entsprechender weiträumiger Probenahme ist dann ein mögliches Ereignis also nicht wahrnehmbar. In Kombination oder einzeln können die genannten Faktoren zum Tragen gekommen sein, um im Resultat die verschiedenen Altersdaten zu bewirken. Alternativ ist nicht auszuschließen, daß die zumindest teilweise zu beobachtende Grünschiefer-Fazies-Überprägung der primär tiefsten Krustenbereiche (dabei scheint die Granoblastit-Formation stärker betroffen als die Karkur Murr Serie) ein früheres Ereignis darstellen als für die Anatexit-Formation das Ereignis um ca. 673 Ma.

Für die dritte im Arbeitsgebiet auskartierte Einheit, die «Metasedimentäre Formation», liegen keine Isotopdatierungen vor. Ihr vergleichbares Deformationsmuster z.T. mit vertikalem Einfallen setzt aber voraus, daß sie in die letzte bedeutende Faltungsphase *einbezogen war*. Aufgrund derzeitiger Erkenntnisse ist diese zum Zeitpunkt der Anatexis um 1800 Ma anzusetzen, so daß dieser Wert als ihr Minimalalter angesehen werden muß. In dieses Bild paßt, daß die Granulite - die ja in dieser Formation eingeschaltet sind - weltweit ihren Bildungsschwerpunkt im Unter- bis Mittel-Proterozoikum (2600-1800 Ma) aufweisen (WINDLEY#1979), sich somit in diesem Punkt eine gute Korrelation erkennen läßt.

Eine Übersicht der versuchten Korrelation zwischen datierter Gesteinsserie und Metamorphoseereignis im Grundgebirge gibt zusammenfassend Tab. 6.1.1.

Ära	Methode	Alter (Ma)	Ref.	Ereignis	Gesteinstyp (Lokalität)
Proterozoikum IV (Panafrikan)	Rb/Sr,wr-5	673±56 (Ri = 0.7050)	1	Grünschiefer-Fazies (retrograd)	Anatexit-Formation, granit.-granodiorit, Diatexite u. Metatexite (Gebel Kamil Komplex)
Proterozoikum 11	Rb/Sr,wr-7	1784±63 (Ri = 0.7081)	2	Anatexis	Ain Dua Serie granit.- tonalit. Diatexite (Wadi al Wahesh)
Archaikum III	Rb/Sr,wr-9	2656±71 (Ri = 0.7019)	2	Amphibolit-Fazies (retrograd)	Karkur Murr Serie granulit. Gneise (Karkur Murr) 11 Passo Mylonite
	Rb/Sr,wr-7	2632±36 (Ri = 0.7033)	2		
Archaikum II	Rb/Sr,wr-4	2845±99 (Ri = 0.7006)	2	Granulit-Fazies	11 Passo Mylonite LyUw 146, Karkur Murr Serie (Granat-Mangerit-Gneis) 1-83A, Anatexit-Formation (monzonit.Metatexit)
	Rb/Sr,mod	2904 - 2919 (Ri = 0.702-0.700)	2		
	Rb/Sr,mod	2817 - 2970 (Ri = 0.704-0.702)	1	Krustenbildung	LyUw 117, Karkur Murr Serie (quarzit.Mangerit-Gneis) LyUw 145, Karkur Murr Serie (quarzit. Granat-Mangerit-Gneis)
	Sm/Nd,mod	3000 e_{Ni} (T)= -4,4; e_{Sr} (T)=99.6	3		
Sm/Nd,mod	3200 e_{Nd} (T)= -5,5; e_{Sr} (T)=74.4	3			

1: SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE(1984); 2: CAHEN et al. (1984), recalculated from KLERKX & DEUTSCH(1977); 3: HARRIS et al. (1984).

Tab. 6.1.1: Übersicht von Alter, Ereignis und Gesteinsserie (Gestein) im Grundgebirge der Gebel Uweinat Region; wr - Gesamtgesteinsalter, mod » Modellalter, -n « Anzahl der berücksichtigten Proben. Zeiteinteilung nach CAHEN et al.(1984). Archaikum I fehlt, da keine Daten vorhanden sind.

Tab. 6.1.1: Compilation of age, event and rock series (rock) in the basement of the Gebel Uweinat-region; wr = whole rock age, mod = model age, -n = number of regressed samples. Time schedule after CAHEN et al. (1984). Since no data are reported for Archaean I it is neglected.

6.2 Radiometrische Altersdaten für die Magmatite

Neben den radiometrischen Daten aus dem unmittelbaren Arbeitsgebiet sollen hier auch die aus den nördlichen und östlichen Nachbargebieten berücksichtigt werden. Allen gemeinsam ist die Zugehörigkeit zur Gebel Uweinat-Bir Safsaf-Schwelle, die etwa in WSW-ENERichtung verläuft. Darüber hinaus sollen an dieser Stelle Altersaspekte von radiometrisch nicht datierten Gesteinen diskutiert werden.

Besonders die nicht radiometrisch untersuchten "graugrünen Granitoide" (gg) bedürfen hier einer Erwähnung. In den vorausgehenden Kapiteln sind mehrfach verschiedene Belege angeführt worden, wie z.B. Verbreitung, Gefüge und mehrere geochemische Aspekte, die nahelegen, daß es sich bei ihnen zu großen Teilen um paläogene, autochthone bis parautochthone Batholithe handelt, aus Gesteinen der Granoblastit-Formation oder denen vergleichbaren Gesteinen entstanden. Die Diskussion im vorausgehenden Abs. 6.1 hat

gezeigt# daß nachweisbare weiträumige Anatexis um 1800 Ma aufgetreten ist. Mit dem derzeitigen Wissenstand wird dieser Wert als Minimalalter für "gg" angesehen. Wären sie jedoch zu diesem Zeitpunkt direkt aus den heute aufgeschlossenen Gesteinen der Granoblastit-Formation entstanden# so ist wahrscheinlich# daß sich dann dieses Ereignis an den granulitischen Gneisen hätte nachweisen lassen# was bisher aber nicht möglich war. Folglich kann entweder das Edukt nur im stratigraphisch Hangend zur Granoblastit-Formation# also im Bereich der Anatexit-Formation# zu suchen sein und wäre dann vergleichbar mit den dort eingeschalteten paläosomatischen Gneisen oder die Mobilisation hat zu einem früheren Zeitpunkt stattgefunden. Das vorausgehende# radiometrisch belegte Ereignis ist die Amphibolit-Fazies-Metamorphose um 2640 Ma# mit wahrscheinlicher partieller Anatexis im Bereich der Granoblastit-Formation (vergl. Abb. 3.3.2.2). Ob diese zur Bildung entsprechend großer Schmelzmengen in der Lage war# ist jedoch zweifelhaft. Ferner wäre im zweiten Fall auch zu erwarten# daß "gg" von der Faltungsphase um 1800 Ma viel stärker als zu beobachten betroffen worden wäre. Die Bildung von "gg" um 1800 Ma ist daher insgesamt wahrscheinlicher.

über das Alter der "roten Granite s.s." (gr) ist ebenfalls nicht viel bekannt. Da bereits diskutierte Argumente (Abs. 3.4.1 4 Abs. 4.4.5) gegen einen gemeinsamen einphasigen Magmenschub sprechen# können sie nicht syngenetisch sein. Durchkreuzung der graugrünen Granitoide# weltweites Auftreten der Rapakivi-Granite zwischen 1700-1050 Ma (WINDLEY, 1979) und partielle randliche Foliation des Rapakivi-Typs lassen bei ihm auf eine mittel- bis oberproterozoische Platznahme schließen# während der hoch differenzierte epizonale Typ durch seine Verwandtschaft mit den nigerianischen "Younger Granites" oberproterozoisches bis paläozoisches Alter haben könnte.

Für die "porphyrischen Granitoide" (gp) des Gebel Kamil-Komplexes ist von SCHANDELMEIER 4 DARBYSHIRE (1984) eine Rb/Sr 4-Punkte- Isochrone veröffentlicht. Danach ergibt sich eindeutig ein Alter von 431+/-33 Ma ($R_i = 0.7097 \pm 0.0004$ MSWD= 0.3). Wie an anderer Stelle ausgeführt (Abs. 4.4.5)# belegt das hohe initiale Sr/ Sr-Verhältnis ein großes Maß an isochroner Aufarbeitung zur Wende Ordovizium-Silur. Ein vergleichbares K/Ar-Alter mit 489+/-12 Ma (SCHANDELMEIER 4 DARBYSHIRE#1984; umgerechnet von HUNTING# Geology & Geophysics# 1974) hat ein Mikrogranit aus dem Gebel Barboir im Westen des Arbeitsgebietes.

Das nächstjüngere magmatische Ereignis im Bereich der Gebel Uweinat-Bir Safsaf-Schwelle stellen permotriassische Vulkanite und Subvulkanite dar. Folgende drei K/Ar-Gesamtgesteinsalter sind bestimmt worden:

- 233+/-9 Ma - Olivin-Basalt (Probe 1-29)# zentraler Gebel Kam11-Komplex# (mündl. Mitt. FRANZ# datiert von PASTEELS/Brüssel# 1983).
- 235+/-5 Ma - Olivin-Basalt (Probe LyUw 257), NE-Rand Gebel Uweinat (KLERKX 4 RUNDLE#1976).
- 240+/-7 Ma - Trachy-Phonolith-Ringstruktur (Probe 1-36), zentraler Gebel Kam11-Kornplex# (mündl. Mitt. FRANZ# datiert von PASTEELS/Brüssel# 1983).

Mit diesen Altern vergleichbar ist eine Rb/Sr 5-Punkte-Gesamtgesteins-Errorchrone eines Subvulkanits etwa dreihundert Kilometer weiter östlich:

- 216+/-5 Ma - Alk-Subvulkanit# Nusabel Balgum (SCHANDELMEIER 4 DARBYSHIRE#1984) ($R_i = 0.7054 \pm 0.0025$ MSWD= 4.1).

Die nächste magmatische Episode im diskutierten Bereich ist dann erst wieder im Alttertiär# wie K/Ar Gesamtgesteins- (wr) und Mineralalter an Extrusiva und Intrusiva ergeben haben:

- 37.9+/-1.9 Ma# wr - Basanit-Kegel (2-1)# Gilf Kebir Plateau# (mündl. Mitt. FRANZ, datiert von PASTEELS/Brüssel, 1983).
- 32.0+/-1 Ma# wr - Olivin-Dolerit-Gang (Probe LyUw 41), zentraler Gebel Uweinat-Komplex.
- 31.8+/-1 Ma# K-Fsp - Nephelin-Syenit (Probe LyAk 25), Gebel Arkenu-Ringkomplex# Außenrand.
- 35.6+/-1 Ma# Biotit
- 47.7+/-2.5 Ma# Ägirin
- 45.0+/-1 Ma# K-Fsp - Alk-Granit (Proben LyUw 38 4 283) Gebel Uweinat-Ringkomplex# Außenrand.
- 41.7+/-1 Ma# K-Fsp
- 42.0+/-1 Ma# Ägirin
- 45.6+/-1 Ma# wr - Phonolith-Stock (Probe LyUw 326, NNW-lich Gebel Uweinat# (alle KLERKX 4 RUNDLE, 1976)
- 59.0+/-1.8 Ma# wr - Basanit-Ringstruktur (Probe 2-10) 100km nördlich Gebel Kamil# (mündl. Mitt. FRANZ# datiert von PASTEELS/Brüssel# 1984).

Stellt man die von KLERKX & RUNDLE (1976) diskutierten analytischen Fehler in Rechnung? so ergibt sich für den Gebel Uweinat-Komplex ein minimales eozänes Kristallisationsalter von 40-45 Ma? für den Gebel Arkenu-Komplex ein solches von 30-35 Ma. Die zu beobachtende Altersabfolge beider Ringkomplexe lassen aufgrund der verwandten Petrologie für den im Süden des Gebel Uweinat gelegenen Gebel Klissu-Komplex ein Alter annehmen? das etwas höher als das des Gebel Uweinat ist? aber der gleichen Magmenphase wie die Uweinat-Intrusion zu zählen ist.

Ferner wird ersichtlich? daß die häufig anzutreffenden Phonolithe des Gebietes zum Teil der Gebel Uweinat-Granitintrusion assoziiert sind.

An Hand der beiden deutlich unterschiedlichen Alter von (in dieser Arbeit auch geochemisch bearbeiteten) Basaniten im nördlichen Nachbarbereich der Gebel Uweinat-Region wird ein lang anhaltender? multimodaler Magmenzyklus im Alttertiär ersichtlich? jedoch ohne offenkundige Raum-Zeit-Präferenz.

Unter Berücksichtigung aller an den Magmatiten ermittelten Altersdaten ist es ferner evident? daß der geochemisch erkennbare Magmendifferentiationstrend (Abs. 4.4.1) zeitlich nicht unimodal ist? sondern zumindest bimodal - in der Permtrias und im Alttertiär - sein muß? d.h.? eine Geochemie-Zeit-Korrelation ist unzulässig. Die lange taphrogenetische Phase während des Phanerozoikums im Ost-Sahara-Raum im allgemeinen und der Gebel Uweinat-Region im speziellen hat also mindestens zwei kontinentale alkaline Magmenzyklen erlebt. Diesen vorgeschaltet war eine eher kalk-alkaline Intrusionsphase an der Wende Ordovizium-Silur? auf deren Stellung innerhalb der geodynamischen Entwicklung des Großraumes Ost-Sahara später noch zurückzukommen ist. Letzteres gilt auch für die sehr wahrscheinlich noch älteren? bisher jedoch nicht datierten "graugrünen Granitoiden" und "roten Granite s.s.".

7. SYNTHESE, SCHLUSSFOLGERUNGEN UND DISKUSSION

Die folgende Diskussion ist nach den von CAHEN et al. (1984:446) für Afrika vorgeschlagenen präkambrischen Epochen gegliedert. Da nach den bisherigen Daten die Krustenentwicklung im Arbeitsgebiet noch nicht im Archaikum I beginnt? setzt die folgende Diskussion erst mit dem Archaikum II ein.

Eine zusammenfassende Übersicht der im Folgenden entwickelten Modellvorstellung zur Krustenentwicklung der Gebel Uweinat-Region gibt Tab. 7.

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des ältesten in NE-Afrika erhalten gebliebenen Krustenelementes. Es kann nach Uthostratigraphischen Gesichtspunkten in drei Einheiten gegliedert werden: Granoblastit-Formation (äquivalent der Karkur Murr Serie von KLERKX? 1980), Anatexit-Formation (äquivalent der Ayn Dua Serie von KLERKX, 1980) und die Metasedimentäre Formation.

7.1 Archaikum II

Für die Gesteine der **Granoblastit-Formation** belegen Sm/Nd-Modelalter die Differenzierung der heute vorliegenden Kruste aus dem oberen Mantel zwischen 3200-3000 Ma (Tab. 6.1 & 7) Die primäre Bildung des größten Teils der Gesteine der **Anatexit-Formation** wird ebenfalls für diesen Zeitraum oder unmittelbar im Anschluß daran angenommen. Für den zeitgleichen Bildungsakt beider Formationen gibt es ganz unterschiedliche Argumente. Strukturell gemeinsam sind ihnen alte liegende Falten (KLERKX, 1980), aber auch die sigmoidale Verbiegung des Großbaues. Geochemisch zeigen gneisige Granoblastite und Granulite, anatektisches Paläosom und Anatexite deutliche Überschneidungen in ihre Haupt- und Nebenelementzusammensetzung. Gemeinsam zeigen sie niedrige? für das moderne Unterkrustenniveau typische Werte bei den K/Rb-Quotienten,

ERA	EPOCHEN		DEFORMATION		TERTIÄRIS		FORMATION	ISOTOPENALTER Ma	MAGMATISMUS
	Terziär / / (reife)	Permian	vertikal - germanotyp N - S	P VII Epirogenese	vertikal - germanotyp ENE - WSW	retrograde Quarzschieferung - Fazies			
PHANEROZOIKUM		Ordovizium / / Silur	epizentrale Induktion, NNW - SSE	P VI PANAFRIKAN			Granoblastit-Form., Metasedim.-Form., Anatexit-Form.	30 - 60	alkalin (Na ₂ O), kontinental: Alk-Olivin-Basalte, Basanite, Phonolite-Trachyte; Syenit - Alk-Granit - Ringkomplexe (rc) alkalin (Na ₂ O), kontinental: Alk-Olivin-Basalte, Trachy-Phonolite; Alk-Subvulkanite epizentral bis mesozonal, kalk-alkalin, kontinental (syn-COLG / WPG ?); porphyrische Granitoide (gp) Granite/Granophyre bis Tonalite
								673 +/- 56	
PROTEROZOIKUM IV									
PROTEROZOIKUM III			vertikal N - S Dome	P V RIT ? (Dehnung)	Kontaktmetamorphose		Metasedim.-Form.		epizentral, alkalin, kontinental - WPG; Alk-Granite (gr)
PROTEROZOIKUM II			Verachubung, E - vergent unsteil plastisch steig duktil sigmodale Biegung rechenunge Tafelschichten primäre Faltenachsen: gr - E	P IV INFRAKONT.-OROGENESE	retrograde, Grünschiefer- Fazies ? retrograde, Anatexit		Granoblastit-Form., Metasedim.-Form., Anatexit-Form.	1784 +/- 63	mesozonal bis katazonal, bimodal, kontinental -WPG; Rapakivi-Granite (gr)/Granophyre und monzogabbroische Tholeiit-Dolerite / Mikromonzodiorite (schwach metamorph)
PROTEROZOIKUM I									
ARCHAIKUM III			(horizontal) - vertikal Hebung	p III Epirogenese P II INFRAKONT.-BIET Dombildung & Dehnung Ablagerung der Metasedim.-Form. (BIF)	prog. Sulfidation Fazies retrograde Anatexit Fazies (Thermometamorphose)		Metasedim.-Form. Granoblastit-Form. f) Anatexit-Form.	2832 +/- 36	katazonal bis mesozonal, kalk-alkalin, syn-COLG / VAG ?? graue Granitoide (gr) - Tronbjemite (Tonalite) bis Olorite
ARCHAIKUM II			horizontal duktill liegende Falten	P IA P I KRUSTENBILDUNG magmatogen - sedimentogen	HT - LP HT - HP		Anatexit-Form. Granoblastit-Form. Anatexit-Form. Granoblastit-Form.	2800 3200 - 3000	extrusiv und epizentral bis mesozonal bimodal, kontinental: basaltische und mylonitische Orthogneise (Metabasite/Orthogneise) katazonal bis mesozonal, mangaritische Orthogneise ? (tholeiitisch)

Tab. 7. Vorgeschlagene Synthese zur Krustenentwicklung der Gebel Uweinat-Region. Tab. 7: Suggested syntheses of crust development of the Gebel Uweinat region.

darüber hinaus bei den Proportionen $\ln(\text{Rb/Pb}) \gg \ln(\text{Th/Pb}) \gg \ln(\text{U/Pb}) \gg \ln(\text{Nb/Pb}) \gg \ln(\text{Zr/Pb})$ und $\ln(\text{Hf/Pb})$. Für archaische Gneise spricht ihr generell niedriges Ti / Sf -Verhältnis. Petrographisch zeigt das Mikrogefüge von paläosomatischen Gneisen und gneisigen Granoblastiten und Granuliten verwandtschaftliche Bezüge. Ferner zeigen sehr ähnliche Rb/Sr-Modelle alter von Gesteinen beider Formationen daß eine gleichzeitige archaische erste Metamorphose sehr wahrscheinlich ist.

In archaischen Kratonen werden als Ausdruck verschiedenartiger geotektonischer Gneise zwei grundsätzlich unterschiedliche lithologische Baustile angetroffen - die Grünschiefer-Granit-Gebiete und die **Granulit-Gneis-Gebiete**. Letztere bestehen im allgemeinen bis zu 85% aus hochgradig metamorphen **Quarz-Feldspat-Gneisen** und untergeordnet aus ebenfalls hochgradig metamorphen Peridotit-Gabbro-Anorthosit- oder Leukogabbro-Anorthosit-Komplexen sowie **Amphiboliten** **Quarziten** Schiefen und **Marmoren**. Ebendiesen quantitativen und weitgehend auch qualitativen Aufbau läßt die Granoblastit-Formation mit Einschränkungen auch die Anatexit-Formation erkennen. In Hinblick auf die **Meta-Ultrabasite** war jedoch im Untersuchungsgebiet mit den wenigen hiervon bisher vorliegenden Proben kein umfassendes Bild über Bau und Komplexität entsprechender Intrusionen zu erhalten doch ist ihr Auftreten Hinweis auf entsprechende Vorkommen.

Die geotektonischen Bildungsprozesse archaischer wie proterozoischer Kruste werden nach wie vor diskutiert. Entscheidende Kriterien für diese Diskussion sind: a) Der unstrittig höhere archaische Wärmefluß - das 2.5 bis 3-fache des heutigen Wertes (KRÖNER»1981) - mit folglich entsprechend flacherem bis maximal $100^\circ\text{C}/\text{km}$ angenommenen geothermalen Gradienten (FYFE»1973); b) die Entwicklung des Wärmeflusses; und c) die paläomagnetischen Daten mit Aussagen über Relativbewegungen der einzelnen Krustensegmente zueinander. Eine Gruppe von Autoren (GLIKSON,1981; WINDLEY»1981 u.a.) bevorzugt ein **"uniformes" Modell** das aktualistisch die Prinzipien der modernen Plattentektonik seit dem Archaikum zumindest aber seit dem Unter-Proterozoikum als wirksam annimmt. Eine zweite Gruppe (BAER»1977; HARGRAVES»1981; KRÖNER»1981; McWILLIAMS»1981; TAYLOR & McLENNAN»1981) lehnt einen unverändert gleichbleibenden Mechanismus ab und nimmt moderne Plattentektonik erst seit etwa 1000 Ma an bzw. stellt ein **"liberal uniformes" Modell** mit modifiziertem Mechanismus zur Diskussion. Ein **"Hot Spot" Modell** wird von LAMBERT(1981) als präkambrischer Krustenbildungsprozeß bevorzugt.

Das Für und Wider der Modelle ist hier nicht zu diskutieren vielmehr soll verdeutlicht werden weshalb jeweils entsprechend der Modell Vorstellung die Gesteinsbildung der ältesten Gesteine sehr unterschiedlich interpretiert wird. So bestehen zur Genese der **granodioritischen bis tonalitischen** Quarz-Feldspat-Gneise die Deutungen als Metasedimente als Metavulkanite oder als Orthogneise nebeneinander. Für den **metasedimentären Charakter** sprechen im allgemeinen wie hier im besonderen der ausgeprägte Lagerbau und Einschaltungen von **subkrustalen Quarziten Kalksilikaten und Marmoren** die zunehmend im Bereich der Anatexit-Formation zu beobachten sind. Dem entgegen steht die genannte Unterkrustencharakteristik der Gesteine bei den inkompatiblen Elementen was HOLLAND & LAMBERT(1975) bei entsprechenden Gneisen in Schottland als Gegenargument für sedimentäre Genese anführen und als Alternative ein Subduktions-Modell vorschlagen. Demnach ist es unter Granulit-Fazies-Bedingungen an der Grenze Mantel-Kruste zur direkten Kristallisation eines gabbrosch-dioritischen Mantelderivates gekommen unter gleichzeitiger strömungsbedingter Isoklinalfaltung. Ein entsprechend anhaltender Mechanismus führt zu abnehmenden Altern in tieferen Krustenbereichen. Durch lateral unterschiedliche Hebung ist es in der Folge zu Erosion und andernorts zur gleichzeitigen Ablagerung von jüngeren Grauwacken gekommen. Die Folge ist die Nachbarschaft unterschiedlich alter Gesteine bei aktuell gleichem Niveau. Das Modell ist auch für das Arbeitsgebiet attraktiv obwohl die mittlere Gesteinszusammensetzung weniger basisch ist wodurch sich aber bessere Übereinstimmung mit den von GREEN & RINGWOOD(1968) experimentell erhaltenen andesitischen Mantelmineralschmelzen ergibt. Das primitive Mantelwerte widerspiegelnde K/Rb-Verhältnis der meisten in vorliegender Arbeit analysierten Gesteine sowie deren von archaischen Sedimenten abweichenden TiO_2/S -Charakter ist im Einklang mit dieser Vorstellung im Einklang. Ausgehend von direkt beobachtetem intrusivem Charakter der Quarz-Feldspat-Gneise gegenüber Anorthositen und metavulkanischen Amphiboliten in Grönland plädiert auch MYERS(1976) für eine direkte magmatische Genese dieser Gesteinstypen allerdings unter Beschreibung eines von HOLLAND & LAMBERT abweichenden Mechanismus.

Ist die letztgenannte Beobachtung zwingend - sie ist allerdings im Arbeitsgebiet nicht gemacht worden so ist es die geochemische Argumentation der erstgenannten Autoren nicht. TAYLOR & McLENNAN(1981) und

McLENNAN & TAYLOR (1984) zeigen an Hand archaischer Sedimentgesteine# daß im geochemischen Spektrum deutliche Unterschiede zwischen archaischer und post-archaischer bzw. moderner kontinentaler Oberkruste bestehen. Ein entsprechender Vergleich an Tonschiefern läßt eine stärkere Verarmung an den inkompatiblen (granitophilen)# aber eine relative Betonung der kompatiblen (basaltophilen) Elemente im Archaikum erkennen. Danach ist die archaische Oberkruste primitiver und weniger differenziert. Die im Arbeitsgebiet festgestellte Verarmung der inkompatiblen Elemente gegenüber der post-archaischen Kruste ist **kein sicherer Beleg für das Vorliegen archaischer Unterkruste**. Wie McLENNAN & TAYLOR (ob.zit.) diesbezüglich feststellen# ist das Verhalten der annähernd wasserunlöslichen# kurze Verweilzeiten zeigenden und sich daher annähernd quantitativ ablagernden Elemente Th# Sc (und REE) besonders aussagekräftig. Die Th-Verarmung wird allerdings bei den Gneisen im Arbeitsgebiet nicht von der nach den genannten Autoren zu fordernden relativen Sc-Betonung begleitet. Da also das beschriebene Verhältnis beider Elemente fehlt# ist auf Basis dieses Arguments die Wahrscheinlichkeit hoch# daß archaische Oberkruste vorliegt. Die **sedimentäre Genese** großer Anteile der Granoblastit-Formation kann somit angenommen werden.

Gegen die einaktige magmatische und für die sedimentäre Entstehung sprechen auch die radiometrischen Modellalter# wenn man einmal die möglichen Fehler bei der für die Berechnung notwendigen Eingangsannahme für den Ri-Wert unberücksichtigt läßt. Der Zeitraum von minimal 100 Ma zwischen magmatogener Manteldifferentiation und erster Granulit-Fazies-Metamorphose spricht gegen den einaktigen Vorgang. Er läßt andererseits genügend Zeit zur sedimentären Genese der Quarz-Feldspat-Granoblastite und Granulite durch Erosion und andersartige Aufarbeitung der magmatogenen Protokruste. Eine magmatische Subfluenz im Bereich der Granoblastit-Formation als primär Liegendes ist nicht grundsätzlich auszuschließen. Die stockförmigen oder sillartigen Ultrabasite und petrographisch magmatogene Affinität zeigenden# konkordanten wie diskordanten Amphibolite könnten Zeugnis eines derartigen Prozesses sein. Zwei geochemisch analysierte Amphibolite zeigen olivin-gabbroide Zusammensetzung# liegen also in einem möglichen magmatischen Entwicklungstrend.

Eindeutiger kommt ein metasedimentärer Charakter der Anatexit-Formation als primär Hangendes zur Granoblastit-Formation durch deutlich häufigere Verbreitung von Marmorlagen und die Präsenz von Sillimanit-Almandin-Cordierit-Gneisen zu. Die Datenbasis# insbesondere die Feldbeobachtung# bedarf der weiteren Ergänzung# um mehr zum frühesten Bildungsakt der kontinentalen Kruste des Gebietes auszusagen.

Mit Zunahme der Absenkung durch im Hangenden aufgeschüttete detritische# chemische und vermutlich auch vulkanogene Sedimente ist es dann um 2900 Ma zur ersten Metamorphose und Verfaltung der bis dahin weitgehend lagig aufgebauten Unterkruste gekommen. Dabei ist die **liegende Granoblastit-Formation** einer **HT-HP (T = 800°C# P = 8.5 kb)** und die hangende **Anatexit-Formation** einer **HT-LP (T = 700*-800°C# P = 6.5 kb)** **Granulit-Fazies-Metamorphose** unterzogen worden (Tab. 7). Zeugnisse hierfür sind im ersten Fall Opx-Cpx-b.B10-Plag-Qz-Paragenesen# im zweiten Fall u.a. Si1-Alm-Crd-b.Bio-Plag-Or- und Cpx-Fo-Gram-Cc-Dol-Paragenesen.

Für den Bereich ist eine **minimale Krustendicke** von **28 km** bei einem **Gradienten** von etwa **29°C/Km** aufgrund der geschätzten P-T-Bedingungen zu fordern. Wie in analogen Gebieten ergibt sich dabei auch im Arbeitsgebiet der generelle Widerspruch in Hinblick auf die geophysikalischen Bedingungen. Der höhere Wärme fluß im Archaikum führt zu flacheren (d.h. numerisch höheren) geothermalen Gradienten und läßt auf geringermächtige Kruste schließen# mit folglich niedrigerem Partialdruck an der Basis. Das steht aber im Konflikt mit den nötigen und beobachteten Partialdrücken in Granulitgebieten. WINDLEY (1979) gibt eine Zusammenfassung der verschiedenen Auffassungen. Demnach schwanken die Ansichten bezüglich des geothermischen Gradienten zwischen 25*-100°C/km# bezüglich der Krustendicke in archaischen Granulitgebieten zwischen 10-75 km. Hohen Druck aufbauende magmatische Injektionen auf oder in die Kruste und Kollision driftender Platten mit Unterschiebungsmechanismen werden als Erklärung diskutiert (HANSEN et al.# 1984). Eine derartige Diskussion für das Arbeitsgebiet ist schwer zu führen. Hinweise auf magmatische Aktivität zum Zeitpunkt der ersten Metamorphose sind einerseits die im Bereich des Karkur Murr zunehmenden Einschaltungen von (Opx-freien) mangeritischen Gneisen (KLEW et al.# 1980) mit deutlich magmatogenem Charakter und das niedrige initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ($R_i = 0.701$) des Rb/Sr-Modellalters# welches dieses Metamorphoseereignis anzeigt. CAHEN et al. (1984) interpretieren letzteres als Ausdruck katazonaler Intrusionen# so daß die erwähnten Modelle wie **Subfluenz** und subkrustale Injektion mit Druck und Wärmezufuhr möglich scheinen. Andererseits ist bei den zu fordernden Temperaturen von 800°C die **Aufschmelzung** einer eutektischen alk-

granitischen Phase aus der tonalitisch-trondhjemitisch aufgebauten Kruste» die im weiteren zu den beobachteten mangeritischen bis charnockitischen Gneisen umgeformt hätte werden können» unumgänglich» in ähnlicher Weise also» wie es CONDIE & ALLEN (1984) für einige der archaischen Charnockite Süd-Indiens beschreiben. Eine Kombination beider Vorgänge ist folglich wahrscheinlich.

Das durch die hohe Temperatur hervorgerufene plastische Verhalten des unteren Krustendrittels» hat gleichzeitig **duktile Faltung** in diesem Stockwerk zugelassen» deren Ausdruck die zu beobachtenden Hegenden Falten am Südrand des Gebel Uweinat sind. Durch die wesentlich geringere Krusten-Mantel-Koppelung im Archaikum (HARGRAVES» 1981) scheint es an der entsprechenden Grenzfläche zu dieser Zeit zur Ausbildung von Scherspannungen gekommen zu sein» die die Faltung verursacht haben könnten. Die anzunehmende geringe Druckleitfähigkeit in der Unterkruste kann dabei einen oberflächlichen Ausdruck dieser Faltung verhindert haben. Die im Krustenniveau etwas höher anzusetzenden Hegenden Falten der Ayn Dua Serie (KLERKX» 1980) lagen dabei entweder noch im Einflußbereich des genannten Scherfeldes der Grenzfläche oder in dem der Intrusionen (Tab. 7).

7.2 Archaikum III

Gegen Ende des Archaikums fand weltweit eine Zunahme der Bildung kontinentaler Kruste statt. McCOLLOCH & WASSERBURG (1978) haben z.B. die Bildung des kanadischen Schildes in der Periode zwischen 2700-2500 Ma nachgewiesen. Es wird angenommen» daß es während dieses Zeitraums zur Ablagerung der **Metasedimentären Formation** gekommen ist. Metamorpher Zustand und struktureller Bauplan von ihr lassen nach derzeitiger Kenntnis keine spätere Bildung zu. Es stellt sich die Frage nach dem Liefergebiet und dem geotektonischen Prozeß» der für die Bildung dieser Formation verantwortlich ist. Die Beantwortung dieser Frage wird durch die im E und S des Verbreitungsgebietes einsetzende phanerozoische» über hunderte von Kilometern sich ausdehnende Bedeckung erschwert.

Aufgrund der Lagerungsverhältnisse ist von einem sich heute in Richtung **NE-SW erstreckenden Sedimentationsbecken** auszugehen. Als Liegendes der Formation werden die westlichen» in unmittelbarer Nachbarschaft zur Granoblastit-Formation auftretenden und mit Almandin-Amphibolit-Fazies den höchsten Metamorphosegrad zeigenden Schichten angesehen. Hier ist eine **semipelitische Zusammensetzung** vorherrschend» die dann gegen E von stärkerer **psammitischen z.T. karbonatischen**» niedriger metamorphen Gesteinen abgelöst wird. Das Hangendeganz im E bilden dann wieder semipelitische vereinzelt pelitische» niedriggradig metamorphe Schiefer und Meta-Tonsteine. Basal treten diskordant **Granitoide** vom Typ "gg¹¹» aber auch konkordante granodioritische **Orthogneise** auf. Alk-granitische Orthogneislinsen von mehreren Kilometern Ausdehnung» basische» **Kissenstrukturen zeigende Vulkanite**» **vulkanogene rhyolithische Homstelve**» **alk-granitische Hornfelse** und feingebänderte **Eisenquarzite** sowie massige **Hämatiterzlinen (BIF)** sind» offenbar weitgehend konkordant» im zentralen psammitischen Niveau anzutreffen. Der gesamte lithologische Bau läßt auf einen sich absenkenden Sedimentationsraum mit **euxinischem Flachwassermilieu** und detritischer Schüttung aus einem nahegelegenen Liefergebiet schließen» in dem es während der Sedimentation zu einem **bimodalen extrusiven wie intrusiven Magnetismus** gekommen ist. Ein Gleichgewicht zwischen Erosion und Sedimentation ist aufgrund der neritischen Fazies anzunehmen.

In den angrenzenden Gesteinen der Granoblastit-Formation lassen Rb/Sr-Isochronen und Mineralparagenesen eine durch **adiabate**» **rasche Hebung** hervorgerufene **retrograde** Metamorphose in **Amphibolit-Fazies** um **2640 Ma** erkennen (Tab. 7). Für die südafrikanische >2720 Ma alte Witwatersrand-Sequenz sind für das Liefergebiet Hebungsraten von 0.05 km/Ma bestimmt worden (WINDLEY» 1979)» womit sich minimal ein Zeitraum von 260 Ma zur Hebung aus >28 km auf ca. 15 km für das Arbeitsgebiet ergäbe. Dabei muß es im Oberbau dieser Gesteine zu flächenhafter Abtragung gekommen sein» so daß hier das Liefergebiet für die Metasedimentäre Formation angenommen werden kann. Die basalen (Almandin-)Hornblende-Blotit-Gneise dieser Formation deuten auf die Abtragung von basisch-vulkanogenem Material zu Beginn hin» das sehr wahrscheinlich die oberflächliche Bedeckung von GF und AF darstellte und zur Zeit des ersten Krustenbildungsaktes entstanden war.

Die für Abtragung und Sedimentation nötige Oberkrustengliederung ist offensichtlich nicht bruchlos abgelaufen# so daß hier Förderwege für den Vulkanismus entstanden# dem die Ausbildung der BIF zugeschrieben wird. Weltweit konzentriert sich die Genese der BIF auf den Zeitraum zwischen 2600-1800 Ma. **Archaische Vertreter der BIF (algaischer Typ) zeichnen sich durch Ihre geringe Größe (gegenüber proterozoischen) Wechsellagerung mit Magnetit-Quarziten» Qz-Mt/Qz-Hm-Paragenesen» vulkanogene Genese und Verbreitung innerhalb einer Grünschiefer-Amphibolit-Fazies-Sequenz aus (WINDLEY»1979) - Kriterien die alle für die Merkmale der Metasedimentären Formation zutreffen. Damit wird die Bildung im spätem Archaikum wahrscheinlich#** und es ergibt sich eine hervorragende zeitliche Korrelation mit der retrograden Metamorphose von GF (Tab. 7). Als Bildungsbereich werden allgemein Miogeosynklinalen oder der Kontinentalschelf in Betracht gezogen. Die lithologisch angezeigte ruhige Flachwasserfazies schließt jedoch letzteres weitgehend aus# weshalb lediglich ein potentieller miogeosynklinaler Bildungsbereich zu diskutieren ist.

Aktualistisch im Sinne der Plattentektonik werden Miogeosynklinalen als "back-arc-Becken" verstanden# wie sie mit ozeanischer Krustenbasis (ensimatisch) im W-Pazifik# mit kontinentaler Krustenbasis (ensialisch) hinter dem aktiven Kontinentalrand der Westküste von N- und S-Amerika vorkommen.

In der Tat bestehen lithologische Parallelen mit der mittel- bis spätproterozoischen NW-amerikanischen "Belt-Purcell-Supergroup" # die dominiert wird von neritischen# recht homogen feinklastischen Sedimenten# wie Siltsteine und Argillite# und weitgehend frei von Konglomeraten ist. Winkeldiskordanzen sind ebenfalls nicht vorhanden (WINDLEY#1979). BIF fehlen allerdings der Belt-Purcell-Supergroup. Im Arbeitsgebiet fehlt dagegen das Analogon zu deren hangenden Sequenz - dem Windermere-System - # das diskordant mit Flysch- und Molasse-Lithologie und mächtigen Tholeiit-Einschaltungen die zunehmend orogene Fortsetzung zur Belt-Purcell-Supergroup darstellt. Geotektonisch wird nach Darstellung von WINDLEY (ob.zit.) damit die Umwandlung von einem passiven zu einem aktiven Kontinentalrand dokumentiert# bei dem es in Folge subduktionsbedingt zur Intrusion von granodioritisch-tonalitischen Batholithen im kontinentalen Krustenbereich kommt.

In Analogie bieten sich hierfür im Arbeitsgebiet die **graugrünen Granitoiden** an# die nach ihrer (Y+Nb) vs. Rb-Charakteristik zum VAG-Typ gehören# darüber hinaus Parallelen zu dem Sierra Nevada Batholith zeigen# und die dann durch westwärts gerichtete Subduktion entstanden sein müßten. Unter Fortführung des Modells wären der fehlende Flysch# die Molasse und die andinotype Küstenkordillere unter der phanerozoischen Sedimenthülle versunken und im Osten des Arbeitsgebietes zu suchen. Die Grundgebirgsaufbrüche einige hundert Kilometer südlich und östlich des Untersuchungsgebietes (HUTH et al.» 1984) lassen lithologisch gesehen quantitativ und qualitativ jedoch nicht auf einen ausgedehnten andesitischen Vulkanismus schließen. Dagegen lassen fast alle Sm/Nd-Modellalter im Osten und Süden - Bayuda-Desert# Nuba Mountains# Wadi Howar# Kordofan - die Krustenbildung frühestens im Mittel-Proterozoikum zu (HARRIS et al.» 1984). Die westlich des Nil gelegenen Teile der Nubischen Wüste haben allerdings eine archaische Krustenbildung ergeben (SCHANDELMEIER#mündl. Mitt.» 1984) und stehen im Konflikt mit dem dargestellten "back-arc"-Becken-Modell. Stimmt dieses Modell# so wären also nur reliktsche Indizien erhalten geblieben. Aufgrund dieser wenigen derzeitigen Indizien ist es zu verwerfen. Hinzu kommt# daß vielfach die plattentektonische Interpretation für derartig frühe Krustenbildungsprozesse in Zweifel gezogen wird (siehe oben!). Für das Archaikum wahrscheinlichere geotektonische Prozesse sind intrakratonale Rifts oder Aulakogene im Grenzgebiet Kontinent-Ozean (KRÖNER#1981).

Da jeder Krustenbildungsakt Reflektion thermischer Strömungen im Mantel ist# liegt hier auch für die genannten Prozesse die Ursache. Unter Annahmekonvektiver Strömungen in der Asthenosphäre folgert BEAR (1977) thermale Heterogenitäten im Mantel# die zu einem Relief von >10km der Grenze Lithosphäre-Asthenosphäre geführt haben - mächtigere Lithosphäre in relativ kalten und dünnere in relativ warmen Bereichen. Die thermischen Hochs stellen folglich magmatisch aktive Manteldome mit Krustenverdünnung darüber dar# während die thermischen Tiefs mit dickerer Lithosphäre positiven Auftrieb mit entsprechender Hebung der aufsitzenden Kruste hätten. Darüber hinaus unterlägen die dickeren Lithosphärenbereiche durch die konvergente Asthenosphäre einer Zugspannung mit einem vom Mantel auf die Kruste gerichteten Wirkungsvektor. Die konsequente Fortführung der BEAR'schen Gedanken ergibt im weiteren Verlauf das Aufreißen der ausgedünnten Kruste und die subsequente Hebung ihrer Nachbargebiete# womit die initiale Grabenanlage beendet wäre. Im zentralen Grabenbereich liegen dabei $c) \approx 11 b$ (Grabenlängsachse) und $11 a$ (NEUGEBAUER# 1981)# womit sich der Mantel als wesentlichste Komponente - als Motor - des Prozesses ergibt.

Punktueller thermischer Mantelhoch mit oder ohne Domstruktur - sog. "Hot Spots" - sind für BURKE & WILSON (1976) initiales Phänomen der Atlantiköffnung. Primär ist dabei die Anlage eines dreiarmligen intra-kontinentalen Grabenbruchsystems (triple junction) ober dem das Zentrum bildenden Hot Spot. Das Aulakogen ist dann der nicht durch ozeanische Krustenbildung fortgeführte und daher absterbende ensialische Ast des Systems, wie der Benue Trog in W-Afrika. Ensimatisches Gesteinsmaterial im Süden der Gebel Uweinat-Region wäre entsprechend diesem Entwicklungsablauf zu fordern. In diesem Bereich ist das Grundgebirge jedoch nicht aufgeschlossen. Das Darfur - der nächstgelegene Grundgebirgsaufschluß - ist weitgehend unerforscht, zeigt aber nach CAHEN et al. (1984), soweit bekannt, noch kontinentalen Aufbau. Die nächstgelegenen Grünschiefer-Gürtel als allgemein wahrscheinlichstes ensimatisches archaisches Produkt - trotz vielschichtiger Zweifel - sind erst in der Zentralafrikanischen Republik und im SW-Sudan (Banda-Gürtel) anzutreffen (CAHEN et al., 1984) und damit kaum erwägenswert. Ein anderes mögliches Argument gegen die aulakogene Natur des Sedimentationsraumes der Metasedimentären Formation ist die Annahme von WINDLEY (1979) - als plattentektonischer Uniformist - , daß es vor <2500 Ma aufgrund der bis dahin fehlenden Festigkeit der kontinentalen Kruste nicht zu Aulakogenen kommen konnte.

Unter Aufgreifen der Hot Spot-Theorie von BURKE & WILSON (ob.zit.) entwickelt LAMBERT (1981) ein Modell für das Archaikum. Danach vollzieht sich der heiße, aufsteigende astenosphärische Wärmefluß schlauchartig in wabenförmiger Anordnung, wobei die thermischen Hochs im Zentrum der Waben, die thermischen Tiefs auf den Wabenstegen liegen. Im Moment der Überschiebung der mit Hot Spots durchsetzten ensimatischen Protokruste durch ein kontinentales Krustensegment kommt es bei diesem in Abhängigkeit des Betrages des positiven Wärmeflusses zu mehr oder weniger gravierenden ensialischen Krustenreaktionen. Drei Größenordnungen werden vom Autor unterschieden: a) der schwächste Hot Spot bewirkt ausschließlich ensialische Dome, im ensimatischen Unterbau Granulit-Fazies-Metamorphose; b) der mittlere führt zur ensialischen Riftbildung mit wenigen Basalextrusionen, im Unterbau ebenfalls zur hochgradigen Metamorphose; c) der stärkste bewirkt ensialische Fragmentierung mit Rotation der Krustenbruchstücke vom Hot Spot weg, stratiforme Ablagerung vulkanogen-vulkanoklastischen Materials von größerer Mächtigkeit und schließlich Aufwölbung des Zentralbereichs durch thermische Expansion und die sie begleitende Anatexis. Das führt zur Produktion geringer dichter Partialschmelzen an der ensialisch-ensimatischen Grenzfläche. In der weiteren Entwicklung des starken Hot Spots wird der durch die Plattenrotation entstehende Dehnungsraum mit massiven Basalergüssen gefüllt. Da diese aber im zur Diskussion stehenden Sedimentationsraum fehlen, ist eine derartig weitgehende Entwicklung im Aufschlußbereich keinesfalls gegeben. Unter Voraussetzung einer hier angenommenen anhaltenden Krustendrift von S nach N über dem Hot Spot, wäre dieses Entwicklungsstadium in der südlichen, verborgenen Fortsetzung zu suchen. Ebenso gut möglich und durch den aufgeschlossenen lithologischen Bau besser zu belegen ist das energetisch schwächere System. In beiden Fällen nimmt LAMBERT (1981) die Intrusion von Tonalitstöcken an, z.T. dezentrisch in die Flanken des Grabens, die er als Partialschmelzen von Basaltmaterial, das durch Dehydrierung in die Schmelzzone kolabiert ist, interpretiert. Dieser Schluß scheint im konkreten Fall durch die weitgehende Abwesenheit von Basallagen nicht möglich. Die Produktion tonalitischer und granodioritischer Magmen ist jedoch aus weniger basischem Material ebenso zu beobachten (WINKLER, 1979).

Die vorausgehende Diskussion soll zeigen, daß für den Sedimentationsraum der Metasedimentären Formation die Argumente zur Interpretation als aktiven (Randbecken/Molgeosynklinalen) oder passiven (Aulakogen) kontinentalen Randbereich im aufgeschlossenen Teilbereich nicht zu finden sind. Die Deutung der zu beobachtenden Gesteinssequenz als Produkt einer **ensialischen Riftbildung** mittleren Ausmaßes ist zu bevorzugen (Tab. 7). Die Entwicklung im einzelnen zeichnet sich bisher nur unzureichend ab, doch sollen die genetisch wesentlich erscheinenden Aspekte herausgestellt werden:

- basale (Almandin-)Hornblende-Biotit-Gneise mit wahrscheinlich vulkanogenem, detritisch umgelagertem Edukt;
- überwiegend psammitischer Aufbau;
- neritische Fazies mit euxinischem Milieu;
- konkordante Einschaltungen eines bimodalen Magmatismus - basaltisch/tholeiitisch?) und rhyolithisch/alk-granitisch, z.T. granodioritisch;
- diskordanter Magmatismus - Granite, Tonalite (Mikrodiorite);

- algomische BIF
- Subsequenz der hebungsbedingten retrograden Amphibolit-Fazies-Metamorphose der Granoblastit-Formation und weitest zu beobachtender algomischer BIF-Bildung (ca. 2600 Ma);
- nahtlose Isograden zwischen Granoblastit- und der Basis der Metasedimentären Formation;
- primäres Spannungsfeld σ_1 n c, σ_2 11 b» σ_3 11 a (NEUGEBAUER#1981);
- potentiell mögliche horizontale Schollenrotation bei Grabenentwicklung (LAMBERT#1981);
- späterer weitgehend übereinstimmender Faltenbau von MF»GF und AF.

Der Abschluß der Riftentwicklung kann durch die Verlagerung der positiven Wärmeströmung - sei sie nun punktuell oder linear - im Mantel oder durch Abdriften des aufschwimmenden kontinentalen Krustensegmentes erklärt werden. Der offenbar Isograde Übergang der metamorphen Fazies zwischen GF und der Basis von MF ist im Fall einer primären reinen **Thernonetamorphose** durch die **gegenläufige Vertikalbewegung** bei Entwicklung des Grabens erklärbar. Durch Hebung von GF und zunehmende Versenkung der Basis von MF hatten beide annähernd ein vergleichbares Tiefenniveau erreicht. Die retrograden Paragenesen von GF führen zu einer Druckabschätzung von **ca. 4.5 kb** was etwa einer Tiefe von 15 km entspricht. Bezogen auf den oben geforderten geothermischen Gradienten von 29°C/km führt das zu einer Temperatur von 435°C. Es ergeben sich also P-T-Bedingungen wie sie für die unterste **Almandin-Amphibolit-Fazies** stehen die tatsächlich auch an der Basis von MF als vermutlich zunächst rein hydrostatischer Effekt vorliegt.

Diese Bedingungen lassen aber keinesfalls die Aufschmelzung tonalitischer oder anderer Magmen zu wie sie bei unmittelbar riftbedingter Bildung (nach LAMBERT#1981) der im Arbeitsgebiet vorliegenden Tonalite zu erwarten wären. Davon ausgehend ist es jedoch möglich daß die tatsächliche Basis von MF durch die nachfolgenden Faltungsprozesse abgeschert wurden und nun im Untergrund verborgen vorliegen. Dann wären die (Almandin-)Hornblende-Biotit-Gneise folglich nur die scheinbare Basis von MF. Eine sichere Antwort hierauf ist nicht zu geben doch spielt in diesem Kontext ein anderer Aspekt eine Rolle. FYFE (1973) rechnet vor daß zur Hydrierung von 5 km Granulit zu einem entsprechenden Volumen Grünschiefer ein Volumen von 1 km fluider Phase benötigt werden. Eine beträchtliche Größenordnung die nach Ansicht von FYFE (ob.zit.) entweder durch Zufuhr aus dem Mantel wahrscheinlicher aber durch Überschiebung der Granulite auf nasse suprakrustale Gesteine erklärt werden kann. Im diskutierten Bereich hieße letzteres Aufschiebung von GF auf MF. Wollte man eine derartige flache Überschiebung bzw. Unterschiebung - häufig auch als "Underplating" bezeichnet - postulieren so würde sich zwar die Verbreitung der tonalitischen **graugrünen Granitoide** (gg) im Bereich der Peneplain und an der (scheinbaren) Basis von MF als **Synkollisionsprodukte** elegant erklären lassen würde aber gravierende Probleme im Hinblick auf die Zeitrelation von Hebung-Absenkung und Sedimentation-Metamorphose-Unterschiebung aufwerfen. Die Unterschiebung (Überschiebung) müßte während der Sedimentation von BIF im Gange gewesen sein sofern die dargestellten Zeitrelationen stimmen. Das ist nicht leicht vorstellbar. Fehlende radiometrische Altersbestimmungen lassen eine genaue zeitliche Fixierung von MF jedoch nicht zu so daß sich hier immerhin ein alternativer Interpretationsansatz andeutet. Aufgrund der bei der Riftentwicklung notwendigen thermischen Mantelphänomene und dem subsequenten Vulkanismus wird die Annahme der Zufuhr einer fluiden Phase aus dem Mantel unter lateraler Verteilung in die Riftflanken - begünstigt durch die weitgehend horizontalen Lagerungsverhältnisse in GF und MF - bevorzugt (Tab. 7).

Solange keine Isotopenalter der **graugrünen Granitoide** vorliegen bleibt deren genetische Stellung und Signifikanz offen. Doch ihre Relation zu den Gesteinen von GF im An-Ab-Or-Qz-System sowie die der vorliegenden geochemischen Charakteristiken darüber hinaus die beobachteten Feldrelationen legen ein **ensialisches Magna durch partielle Anatexis** von GF im Bereich der Peneplain auch aus AF nahe. Die Beantwortung der Frage wann es dazu gekommen ist bleibt allerdings einer abzuwartenden Isotopdatierung vorbehalten (Tab. 7). Vorläufig soll der genetische Hinweis genügen daß es während der Hebung von GF aus dem Granulit-Fazies-Niveau zur Überschreitung des trockenen tonalitischen Solidus gekommen sein dürfte (Abb. 3.3.2.2) insbesondere wenn man von streckenweise adiabatem Aufstieg ausgeht und daher eine Schmelzbildung fast zwangsläufig erfolgen muß (ENGLAND & THOMPSON#1984). Bei (lateraler) H₂O-Zufuhr ist die Aufschmelzung noch viel frühzeitiger zu erwarten mit Produktion größerer Magmenmengen.

Es verbleiben noch zwei strukturelle Aspekte zu erwähnen. Durch die Riftentwicklung ist der primäre stratiforme (ausgenommen die duktilen liegenden Falten) Aufbau mit GF im Liegenden und AF im Hangenden

partiell gestört worden. Entlang von zunächst vertikalen Brüchen hat sich im Bereich des Grabens und unter Umständen in dessen Streichrichtung (NE-SW) weit darüber hinaus eine Hebung von GF über das Niveau von AF vollzogen. Daher ist es wahrscheinlich, daß MF (konkordant?) auf dem Paläosom von AF abgelagert worden ist. Durch diese **Umkehrung der Lagerungsverhältnisse** wird die weiter unten angesprochene beobachtete Beziehung zwischen Isotopenalter und Metamorphosegrad erklärbar (Tab. 7).

Zweiter struktureller Aspekt ist die von LAMBERT (1981) postulierte Drehung der Grabenflanken um eine vertikale Achse, die im Einklang mit der in dieser Arbeit durch die β -Lineare belegte Rotation des Krustensegments in der Gebel Uweinat-Region steht. Danach ist zu dem in Rede stehenden Zeitpunkt von einer horizontalen **Drehung der liegenden Faltenachsen** am Südrand des Gebel Uweinat um einen Winkelbetrag unbekannter Größe im Uhrzeigersinn auszugehen (Tab. 7), Möglicherweise kommt dieser Drehung ein initialer Charakter zu, mit kontinuierlicher Fortsetzung in der Folgezeit. Mechanisch sollte für diese Fortsetzung jedoch ein anderes Spannungsfeld verantwortlich sein, das z.B. durch Überlagerung der synchron anhaltenden generellen Drift der Krustenschollen erzeugt worden sein könnte. Hier ist noch einmal auf die im Archaikum schwächere Kruste-Mantel-Koppelung hinzuweisen.

7.3 Proterozoikum I - II

Weltweit ist mit Ende des Archaikums ein drastischer Wechsel der tektonischen Vorgänge zu beobachten (WINDLEY 1979). Die archaische Kruste (wie auch die Asthenosphäre) hatte sich abgekühlt und stabilisiert, war gehoben und erodiert worden, um schließlich von plattformartigen Sedimenten teilweise aufs Neue bedeckt worden zu sein. Zu Beginn des Proterozoikums waren nach KRÖNER (1977, 1981) die archaischen enstallischen Krustenfragmente zu wenigen großen, starren Kontinenten akkumuliert. Die Koppelung von Lithosphäre und Asthenosphäre hatte sich verstärkt.

Wie beschrieben sind diese dynamischen Krustenformungsprozesse im Arbeitsgebiet weitgehend nachvollziehbar. Es ist möglich, daß sich die Hebung von GF und die Sedimentation von MF noch über einen gewissen Zeitraum hinweg in das Unter-Proterozoikum hinein fortsetzen, um schließlich abzuklingen.

Nach dieser Krustendehnungsphase muß es im Arbeitsgebiet wieder zu einer Umkehrung des geotektonischen Spannungsfeldes gekommen sein. Es ist dabei anzunehmen, daß dies über eine zwischenzeitliche eingeschaltete Phase mit taphrogenetischer Entwicklung geschah. Sehr wahrscheinlich kam es zu überwiegend vertikaler germanotyper Bruchschollentektonik, wie sie sich im Bruchmuster des Gebietes andeutet. Auf die zunehmende vertikale Gliederung der primären lithologischen Stratigraphie und auf erosionsbedingte (terrestrische) Umlagerungen ist zu schließen.

Als Ausdruck des Zerfalls der spätarchaischen Superkontinente ist nach CAHEN et al. (1984) der Zeitraum zwischen 2500-1750 Ma in Grundgebirge von ganz Afrika die Entwicklung intrakontinentaler Hochzonen (Faltengürtel) zu beobachten. Es werden unterschieden: Ein früher orogener Zyklus mit tektono-thermaler Kulmination um 2200-2000 Ma und eine anschließende, um 1750 Ma abschließende, kratonale Konsolidationsphase. Das in der Gebel Uweinat-Region bekannte erste und einzige proterozoische Isotopenalter von **1784 ± 63 Ma** (Rb/Sr) an anatektischen Mobilisaten aus der mit der **Anatexit-Formation** korrelierten Ayn Dua Serie (KLERKX, 1980) fällt also in die terminierende Konsolidationsphase. Zu diesem Zeitpunkt ist das Abklingen der im Gebel Kamil-Komplex und der westlichen Gebel Uweinat-Region weit verbreiteten Anatexis anzunehmen. Es ist dies auch ein Zeitpunkt, bei dem davon ausgegangen werden kann, daß der Faltenbau im Untersuchungsgebiet weitgehend abgeschlossen war. Abgesehen von einer gewissen Phasenverschiebung ist ein wesentlicher Diachronismus von Anatexis und Faltung auszuschließen. Für den Beginn der kinematischen Formung ist andererseits ein deutlicher zeitlicher Vorlauf zur Anatexis relativ sicher vorzusetzen (Tab. 7). Insgesamt dürfte damit aber die Deformationsphase später als die vergleichbaren anderenorts in Afrika (Eburnian, Ubendian) abgelaufen sein.

Für die Klärung der früh- bis mittelproterozoischen Strukturgeologie der Gebel Uweinat-Region ist der APWP (apparent polar wander path) von **W-Gondwana** für diese Zeit von Bedeutung. Diese Großplatte, der das

Untersuchungsgebiet angehörte, **driftete etwa ab 2100 Ma bis etwa 2000 Ma nach SE* um ab etwa 1900 Ma bis etwa 1750 Ma nach NE zu wandern (Mc WILLIAMS* 1981:679)**. Auf diese Plattendrift muß der **strukturelle Großbau der Gebel Uweinat-Region** bezogen werden. Ein in sich schlüssiges, mit der Drift korrelierbares **kinetisches Entwicklungsmodell** für die Zeitspanne von **2100 Ma bis etwa 1600 Ma** wird in Abb. 7.3.1 vorgestellt. Der dargestellte und dort näher erläuterte Mechanismus erklärt die Rotation der archaischen Hegenden Falten - sofern sie nicht schon vorher um gewisse Winkelbeträge rotiert worden sind - wie auch die **sigmoldaler Verbiegung der primär nach 55°E streichend angelegten unterproterozoal sehen Faltenachsen durch rechtssinnige Teilschollenrotation**. Ferner erklärt sich durch ihn die Dualität des Bewegungssinnes von **Blattverschiebungen** gleicher Streichrichtung und ihre **azimutale Präferenz bei 65°E**. Wie sich durch Abb. 7.3.1C nämlich zeigt» bewirkt die rechtssinnige Rotation der Teilschollen mit den jungen rechtslateralen Blattverschiebungen bei 55°E (65°E) eine gegenläufige Bewegung, die zu bedeutenden Verschiebungen und durch große Reibung zu wesentlicher Zertrümmerung der Kruste entlang dieser Richtung und benachbarten Richtungen führen muß. Dagegen lassen die tatsächlich kaum hervortretenden jungen linkslateralen Scherrichtungen mit der Schollenrotation eine gleichgerichtete Bewegung erkennen, so daß entlang dieser Richtungen (SE- und NE-Quadrant) im wesentlichen reibungsarme Zergleltung ohne sichtbaren Ausdruck abgelaufen ist.

Der strukturgeologische Bau der Region läßt eine Abhängigkeit der Bewegungs- und Deformationsprozesse von den P-T-Bedingungen erkennen. Es ist eine Änderung als Kombination einer lateralen, eher metamorphosebedingten und einer vertikalen, stockwerkabhängigen Komponente vorauszusetzen. Während es in den tieferen Krustenstockwerken und den Wärmedomen zu stetiger duktiler Deformation kam» ist es in den thermischen Tiefs und höheren Krustenniveaus zu un stetig plastischer Verformung gekommen. Ersteres muß für den Teilbereich des Gebel Kamil-Komplexes zutreffend sein» während weiter westlich bis in den Bereich der Il Passo Mylonite (KLERK; 1980) und in den südlich Teilbereichen letzteres angenommen werden kann. Sichtbarer Ausdruck der genannten P-T-Verteilung während der Faltungsperiode ist die Anatexis im Verbreitungsgebiet der AF und der Ayn Dua Serie. In diesen Teilbereichen und deren Randzonen ist es infolge der höheren Mobilität zur stärkeren sigmoidalen Verbiegung der Faltenachsen als in den nichtanatektischen, un stetig plastischen Teilbereichen gekommen«Als Folge der Anatexis kann es ferner im Gebel Kamil-Komplex zur geringfügigen bis deutlichen Aufwölbung dieses Bereiches gekommen sein» so daß die hangenden, kälteren Gesteine durchdrungen - z.B. an der Basis der MF - oder als Xenolithe aufgenommen wurden. Setzt man die einstige Fortsetzung des Ablagerungsraumes von MF nach NE voraus, so lassen sich damit MF ähnliche Gneise im Bereich des Gebel Kamil-Komplexes erklären» aber auch Pegmatite und Orthogneise im Bereich von MF. Ausdruck geringerer Mobilität im Verbreitungsbereich von MF und GF sind die schwächere Verbiegung der primären B-Achsen und die mit Amphibolit- bis Grünschiefer-Fazies schwächere Metamorphose» außerdem das Vorkommen von häufig **gering bis nicht rekristallisierten Mylonitonen** in beiden Formationen. Die Mylonitonen, wie z.B. der Bereich der Il Passo Mylonite, werden als Manifestation einer **Verschuppung** entlang von **mittel steil en» E (SE-)vergente** Aufschiebungsbahnen gesehen. Zur Anlage dieses Schuppenbaues kam es gegen Ende der Faltungsperiode (Tab. 7 & Abb. 7.3.1).

Wegen ihrer möglichen Bedeutung für den thermischen Haushalt der Kruste in diesem Gebiet, aber auch generell wegen ihrer genetisch problematischen Stellung, sind die ausschließlich im Gebel Kamil-Komplex batholithartig auftretenden **Rapakivi-Granite** anzusprechen. Wie bei den graugrünen Granitoiden liegen auch für diese Granite keine Isotopenalter vor. Weltweit fällt nach WINDLEY (1979) ihre Bildung jedoch in den Zeitraum zwischen 1786 Ma (S-Grönland) und 1050 Ma (Nevada/USA), so daß diese Periode näherungsweise auch für die Entstehung der Rapakivi-Granite des Arbeitsgebietes angenommen werden kann. Allgemein zeigen Rapakivi-Komplexe in ihren Wurzelzonen häufig 1-2 km durchmessende Kontaktaureolen mit Remobilisation der Nachbargesteine unter Ausbildung von Granulit-Fazies-Paragenesen. Ferner treten sie oft in typischer Assoziation mit Anorthositen und rhyolithischen Vulkaniten wie Subvulkaniten auf, wobei sie selbst nicht selten qz-monzonitische Zusammensetzung erkennen lassen. Wenn auch im Detail unzureichend untersucht, so fallen doch eine Reihe von Übereinstimmungen mit den Rapakivi-Graniten des Arbeitsgebietes auf. Zunächst ist die ausgedehnte Verbreitung von **subvulkanischen Granophyren**, z.T. Felsiten, zu nennen. In einem Aufschluß besteht ferner die (scheinbare) Basis der Granite aus einer Lagerungsfolge mit liegenden **entglasten Rhyolithen** und hangenden **anonzogabbrolsehen Tholeit-Doleriten**, die eine leichte thermische Überprägung

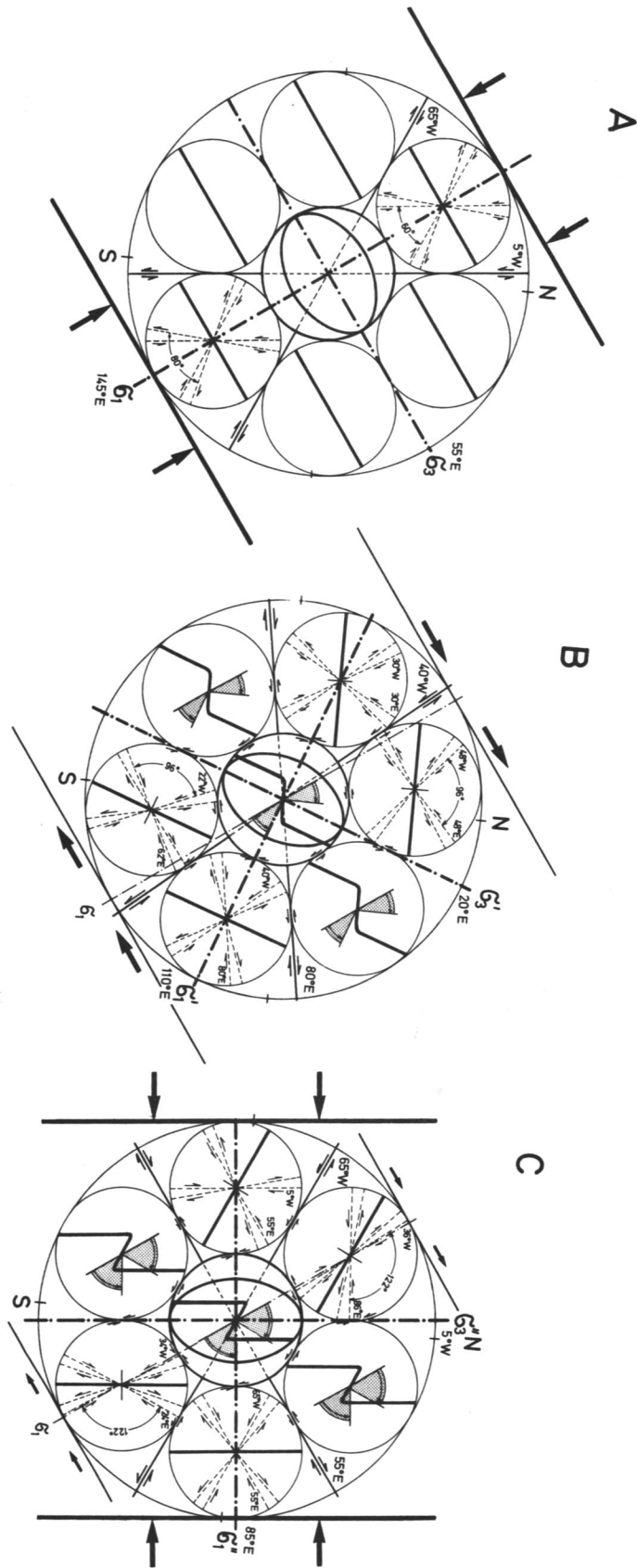
Abb. 7.3.1: Kinetisches Modell zur stetig duktilen und unstetig plastischen Deformation des Gebel Uweinat Grundgebirges im Zeitraum von >2000 Ma bis 1784+/-63 Ma und unmittelbar anschließend.

As >2000 Ma - Infolge der SE-Drift Gondwanas Lage der Hauptdruckspannung in 145°E die einen primären Faltenbau mit B-Achsen in 55°E (a -Richtung) verursacht; Ausbildung eines primären Scherpaars von Störungen 1.Ord. in Richtung 5°W und 65°W bei einem Scherwinkel von 60° bzw. von primären Scherzonen mit größerem Scherwinkel (80°, Begründung s. Text); diese Störungen bewirken die Zerlegung der (Ober-)Kruste in ein Teilschollenmosaik. **B: 2000 Ma - ca.1900 Ma** - Einsetzen einer NW-Drift dadurch Anlage großer den Kontinent querenden Transform-Blattverschiebungen; in den bereits in Teilschollen zerlegten Krustenbereichen zwischen den Transform-Blattverschiebungen» NW-drift-induzierte» gleichsinnige Rotation der Teilschollen um 35°, wodurch es zu sigmoidaler Knickung durch Biegegleitfaltung der primären B-Achsen» links-sinniger Rotation von aufa und einer von der neuen Faltenachsenlage abhängigen Rotation des primären Bruchgefüges» unter zunehmender Plättung» d.h. Öffnung des Scherwinkels» kommt; möglicherweise Anlage neuer Störungsscherpaare 1.Ord. bzw. Scherzonen; Abschluß der Rotation und damit der duktilen Deformation südlich der ägyptisch-sudanesischen Grenze; **C: ca. 1900 Ma - 1800 Ma** - In den tieferen Krustenstockwerken (geograph. nördlicher Teilbereich) wegen der höheren Duktilität Fortsetzung der Rotation um 25° mit weiterer B-Achsen-Knickung» weiterer Verlagerung von aufa? und weiterer Drehung der alten Brüche» wodurch ihre Reaktivierung als Scherflächen mit umgekehrtem relativem Schersinn in günstigen Fällen möglich wird; Anlage neuer Scherbrüche mit bevorzugter Ausbildung der Scherrichtung 1.Ord bei 55°E aufgrund der gegensinnig gerichteten Relativbewegung zwischen den Teilschollen und der (rechtslateralen) Scherrichtung 1.Ord.; möglicherweise weitere Plättung des alten Scherpaar-Gefüges; im Hangenden» dem unstetig plastischen Krustenstockwerk (geograph. südlicher Teilbereich): beginnende Verschuppung entlang von sfi-parallelen» mittelsteilen Aufschiebungen in den NNE-SSW streichenden Faltenzügen; < 1784 Ma: Stabilisierung der Hauptspannungsrichtung bei in 85°E; im Hangenden (geograph. südlich der ägyptisch-sudanesischen Grenze) Fortsetzung der Aufschiebung und Stauchung der sigmoidalen Strukturen mit einer dem Streichen parallelen Spaltenbildung in den E-W streichenden Faltenabschnitten; im Liegenden (geograph. nördlicher Teilbereich) anaxisbedingte Dombildung» doch mit zunehmender Abkühlung Wechsel zu ebenfalls unstetig plastischem Verhalten mit Aufschiebung (durch E-W-Kompression) und Scherung unter anhaltender Bevorzugung der rechtslateralen 55°E-Scherrichtung.

Während der zentrale Kreis jeweils die Einzelheiten mit Bezug zur Richtung der Hauptdruckspannung zusammenfassend darstellt» geben die Außenkreise die Details in Relation zu den beiden jeweiligen Hauptrichtungen der Faltenachsen zerlegt wieder. Tatsächliche und theoretische Scherrichtungen stimmen nur angenähert aufgrund von Fehlerintervallen» unterschiedlicher Druckfestigkeit und nur schrittweise möglicher Darstellung überein. Der Plättungsfaktor für die Öffnung des Scherwinkels wurde willkürlich mit 1.6 angenommen (vergl. auch Abb. 5.1.4 & 5.2.1).

Fig. 7.3.1: Kinetic model for steady ductile and unsteady plastic deformation of the Gebel Uweinat basement in the time between >2000 Ma to 1784+/-63 Ma before present and immediately following time. **A: >2000 Ma** - due to the SE-drift of Gondwanadirection of principal stress direction G_j at 145°E» causing primary folds with B-axes trending 55°E (o); development of a pair of 1st ord. shears trending 5°W and 65°W» respectively» with an angle of shear of 60°» or a greater one for the shear zones (80°» for argumentation of that aspect see text)» by these faults Installation of a mosaic of partial blocks within the (upper-)crust; **B: 2000 Ma - approx. 1900 Ma** - out-set of NW-drift creating large intracontinental transform faults across the continent; NW-drift induced» in the same direction clockwise rotation for about 35° of all pre-existent small crustal blocks (mini-plates) in the crustal segments inbetween the large transform faults» leading to sigmoidal kinking (bending) of pre-existent b-axes» anti-clockwise rotation of too » rotation of primary fault pattern in accordance with the respective fold axes trend» presumably going along with its increasing flattening» i.e. opening of shear angle» possibly development of new pairs of 1st ord. shears and shear zones» respectively; termination of ductile deformation south of Egyptian-Sudanese frontier; **C: approx. 1900 Ma - 1800 Ma** - due to higher ductility in the lower crustal level (geograph. northern parts)» continuation of rotation for about 25°» causing further b-axis kinking» further shift of a » and further rotation of fault pattern» by that means» in suitable cases reactivation of old faults with inverse relative movement becomes possible; generation of new wrench-faults in favor of 1st ord. strike-slip direction at 55°E» because of contrary directed relative movement between crustal blocks and dextral 1st ord. strike-slip faults; possibly further flattening of older shear fault pattern; at upper-crust» the unsteady plastic level (geograph. Southern parts): out-set of imbrication by upthrusting along sfi-parallelen» moderately steep thrust planes in the NNE-SSW trending parts of the fold structures <1784 Ma: stabilisation of principal stress direction O_j at 85°E; at the upper level (geograph. south of Egyptian-Sudanese border) continuation of upthrusting and compression of sigmoidal bended structures» possibly inducing fissuring parallel to bedding in the E-W trending parts of the structures; at the lower level (geograph. northern part) up-doming due to anaxis» however» with increasing cooling down» as well change to unsteady plastic deformation with upthrusting (by E-W compression) and shearing with persistent preference of dextral shear faults at 55°E.

While in each case given» the central circle assembles the features with respect to principal stress direction» marginal details disintegrate the details with special emphasis on the two major distinct fold trends. Observed and theoretic shear directions match approximately only» due to the Intervall of error» different pressure resistance and because of gradual mode of graphical display. Flattening factor responsible for opening of shear angle is arbitrarily assumed with 1.6 (compare as well fig. 5.1.2 & 5.2.1).



erkennen lassen. Hier ist - falls komagmatisch - der **bimodale Magmencharakter** offenbar. Im Batholith unmittelbar südlich von Gebel Kamil ist darüber hinaus eine Assoziation mit Klnopyroxen-führenden* zu den graugrünen Granitoiden gestellten **Qz-Monzoniten** zu beobachten. Es sind also alle Beobachtungen* die sich mit denen in vielen anderen Verbreitungsgebieten von Anorthosit-Rapakivi-Granit-Komplexen decken. Aufgrund einer umfassenden Analyse derartiger Komplexe deutet sie EMSLIE (1978) als initiales Stadium einer intrakratonalen Riftentwicklung* wobei die Rapakivi-Granite als Aufschmelzungsprodukte der tiefsten Krustenstockwerke angesehen werden. Eine Koinzidenz von Faltung und Rapakivi-Intrusion würde zwar eine Aufheizung der Kruste und damit die Anatexis im Arbeitsgebiet erklären* insbesondere wenn man von subkrustal verbogenen weiteren Intrusionen ausgeht* doch scheint die beschriebene intensive Faltung nicht im Einklang mit der gleichzeitigen Riftentwicklung. Eine frühere Intrusion* etwa als Einleitung zur intrakratonalen Faltung* ist wegen der dann vorauszusetzenden generellen zeitlichen Differenz abzulehnen. So bleibt die Interpretation als **anorogene Intrusion nach der Faltungsphase wegen ihrer randlichen Foliation möglicherweise zu deren Ausklang** übrig (Tab. 7).

Gegen Ende der diskutierten intrakratonalen Faltungsphase (ca. 1600 Ma) hatte sich die **Hauptdruckspannung Cfp linksinnig aus der primären Lage bei 145°E kommend* bei 85°E stabilisiert**. Diese Ausrichtung des Spannungsfeldes kann mit der im Osten zwischen 1900-1600 Ma zu beobachtenden Krustenbildung (HARRIS et al.* 1984; SCHANDELMEIER* mündl. Mitt.* 1984) in Beziehung gestellt werden. Diese durch Sm/Nd-Modellalter im Grundgebirge der näheren Umgebung des Nils belegte Bildungsphase führte zu einem Wachstum des alten Kontinents. Obwohl der Wachstumsmechanismus völlig unklar bleibt* ist eine Plattenkollision denkbar* die alternativ oder in Kombination mit der Kontinentaldrift W-Gondwanas die Faltung im Untersuchungsgebiet bewirkte. Wie die häufig wenig rekristallisierten Mylonitzone zeigen* scheint es in jedem Falle unter Kaltdeformation zu einer **Fortsetzung der Verschuppung** durch horizontal wirkende Druckspannung gekommen zu sein (Tab. 7 & Abb. 7.3.1c).

7.4 Proterozoikum III - IV

Bis in das Ober-Proterozoikum - Panafrikan - liegen keine weiteren Isotopenalter aus dem unmittelbaren Arbeitsbereich mehr vor. Die Gebel Uweinat-Region hatte sich durch die unterproterozoischen Deformationsprozesse offensichtlich weitgehend stabilisiert. Es vollzog sich in darauffolgender Zeit erneut eine faltungsfreie* ruhige kratonale Entwicklung. Die von KLERKX (1980) vom S-Rand des Gebel Uweinat beschriebenen Domstrukturen könnten sich während dieser Periode entwickelt haben (Tab. 7). Ursächlich in Betracht zu ziehen sind einerseits weiteres Kontinental Wachstum - belegt durch Sm/Nd-Modellalter zwischen 1300-1800 Ma (HARRIS et al.* 1984) der Bayuda Desert und der Nuba Mountains -* andererseits Intrusionen weiterer anorogener alkaliner Epi-Granite. Bei letzteren ist hier insbesondere an die epizonalen **alkalinen roten Granite** im NW-Sudan zu denken* deren Intrusion die beiden großen Ringstrukturen mit Kontaktaureolen bewirkt haben.

Das nächste bekannte Isochronenalter mit 673±56 Ma (SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE* 1984) stammt aus der **Anatexit-Formation** des Gebel Kamil-Komplexes und belegt deren allgegenwärtige **retrograde Überprägung in Grünschiefer-Fazies** (Tab. 6.1.1 & Tab. 7). Diese im Arbeitsgebiet rein thermale* streißfreie Erscheinung ist korrelierbar mit dem anderenorts in E- und NE-Afrika* z.B. Mosambique Gürtel* "Eastern Desert" Ägypten* zu beobachtenden tektono-thermalen panafrikanischen Ereignis. Diese Orogenese wird allgemein als weitere Wachstumsphase der Kruste in NE-Afrika verstanden und ist wahrscheinlich erstes Zeugnis moderner Plattentektonik mit Ablauf eines vollständigen Wilson-Zyklus (KRÖNER* 1979).

Eine entsprechende retrograde Überprägung ist auch über größere Bereiche der Granoblastit-Formation* d.h. östlich des Gebel Uweinat* festzustellen. Es bleibt zweifelhaft* ob sie kogenetisch ist. Direkt aus diesem Bereich liegen keine Isotopenalter vor. Die vorhandenen Altersbestimmungen der Karkur Murr Serie wurden an Gesteinen mit geringerer Grünschiefer-Rekristallisation durchgeführt und lassen kein entsprechendes junges Ereignis erkennen. Das kann entweder auf die lokale Differenz* niedrigere thermale Be-

lastung und dadurch geschlossen verbliebenes System oder aber auf eine deutlich frühere retrograde Prägung zurückgeführt werden. Letzteres ist durch die mehrfach erwähnte Reliefumkehr der früheren Epochen sehr gut möglich - denkt man an die unterproterozoischen und wenig rekristallisierten Mylonitzonen» ja sogar sehr wahrscheinlich.

Im Anschluß an das letzte metamorphe Ereignis mußes während des weiteren Ober-Proterozoikums erneut zu Hebungen und dadurch fortschreitender Einrumpfung des Kratons gekommen sein. Die verbreitete Kaolinisierung der proterozoischen kata- bis mesozonalen Magmatite in der Penepplain als Ausdruck alter Landoberflächen zeugen von tiefgreifender taphrogener Erosion» die in diesem Bereich bis in das untere Paläozoikum angehalten haben dürfte. Im Unter-Paläozoikum kam es dann zur Ablagerung der ersten phanerozoischen Sedimente» mit denen die Erosionsphase abgeschlossen wurde.

7.5 Phanerozoikum

Den magmatischen und metamorphen Gesteinen lagern im gesamten Arbeitsgebiet diskordant weitgehend kontinentale bis neritische» detritische Sedimente auf. Dabei finden sich die ältesten» ordovizischen Ablagerungen am N-Rand des Gebel Uweinat» während in der gesamten nördlichen Hälfte des Grundgebirgsbereiches die oberjurassisch-unterkretazische "G1lf Kebir Formation" auflagert. Der Metasedimentären Formation im NW-Sudan sitzen diskordant mit dem Silur beginnende Sedimente auf (KLITZSCH, 1934). KLITZSCH (1984) schließt im Paläozoikum auf einen Ablagerungsraum am Kratonrand und dessen Schelf mit nach S gerichteter Transgression eines zum Arbeitsgebiet nördlich liegenden Ozeans. Die räumliche Orientierung der beiden von KLITZSCH genannten» sich frühpaläozoisch absenkenden Sedimentationsräume - Kufra Becken und Dakhla Becken - zeigen vereinfacht eine NNW-SSE Ausrichtung. Beide werden von einer entsprechend streichenden Schwelle getrennt» deren zentraler Teil die Gebel Uweinat-Region ist. Die Orientierung dieser weitspannigen» morphologisch zunächst flachen Strukturen erlaubt unter Annahme einer horizontal wirkenden Hauptdruckspannung die Deutung als eine kratonale Undulation durch Wirkung von in Richtung WSW-ENE. Paläomagnetische Daten lassen den Schluß einer stationären Lage Gondwanas in der Ära Kambrium-Ordovizium (WINDLEY» 1977:148» und dort zit. Lit.) zu - eine alternative Interpretation geht jedoch von einer SW-Drift aus (McWILLIAMS, 1981). Diese Interpretationsprobleme machen einen Zusammenhang von mit einer Kontinentaldrift fragwürdig» doch fällt die Kompressionsrichtung der panafrikanischen Orogenese im Arabisch-Kubischen Schild etwa mit cf] zusammen. Die dargestellte Situation erlaubt den Schluß» daß die **frühpaläozoische Undulation des starren Ost-Sahara-Kratons** phasenverschobene **kontinentale Reaktion auf die panafrikanische Plattenakkrezion** im Bereich des Arabisch-Nubischen Schildes **war»** und dieser Orogenzyklus damit quasi beendet wurde (Tab. 7).

Mit Hilfe dieser Hypothese ist es dann möglich» die für die ordovizisch-silurischen **porphyrischen Granitoiden** nötige ensialische Magmenbildung ($R_i = 0.7097$) im früheren Paläozoikum (Kambrium) zu erklären. Die mit Hebung verbundene Schwellenbildung führt subkrustal im Grenzbereich Unterkruste-obere Mantel zur Druckentlastung. Durch die Entlastung kommt es in diesem Bereich zum Zustrom der leicht flüchtigen Bestandteile aus dem umgebenden Mantel und dadurch zur Temperaturzunahme. Die Kombination von Druckentlastung und Temperaturzunahme führt in der Unterkruste - möglicherweise auch im oberen Mantel - zur Schmelzbildung. Vorauszusetzen vor Beginn des Prozesses ist jedoch ein normaler Wärmefluß im Mantel. Die dargelegte Vorstellung wird von BAILEY (1974) als grundlegend für das frühe Stadium des Ost-Afrikanischen Rifts angenommen. Nach Ansicht dieses Autors bestimmen Art und Bildungsort der Volatilen sowie der aufschmelzenden Krustenzone den spezifischen Magmencharakter. Mit Hilfe von BAILEY's Hypothese können die spezifischen Eigenheiten der porphyrischen Granitoiden des Arbeitsgebietes erklärt werden. Der höhere R_i -Wert und die kalk-alkaline tonalitisches (bis granitische) Zusammensetzung werden demnach durch die Aufschmelzung tonalitischer Unterkruste unter Mischung mit geringeren Anteilen von andesitischen Mantelpartialschmelzen verständlich. Darüber hinaus ist denkbar, daß die Kruste durch präkambrische Partialschmelzung - zumindest lokal (Bildungsbereiche der Rapakivi-Granite) - zunehmend an Alkalien verarmt war.

Primäre An-reiche Plagioklase und Hornblenden können als Schmelzresiduen und/oder als zugeführte Mantelkomponenten gesehen werden. Das Strömungsgefüge der Gesteine (s. Abs. 3.4.1) belegt hohe Magmenmobilität durch Reichtum an leichtflüchtigen Bestandteilen und zeigt hohe Temperaturen an. Die fraktionierte Kristallisation ist durch zunächst langsamen Magmenaufstieg in ein mesozonales Niveau mit Konvektion innerhalb der Magmenkammer erklärbar. Kleinkristall *ine Grundmasse und* das granophyrische Gefüge der granitischen Vertreter dieses Typs sind durch rasche Entgasung und weniger durch raschen Aufstieg zu erklären.

Das radiometrisch belegte Kristallisationsalter von 431 ± 33 Ma fällt exakt mit einer durch die Paläomagnetik belegten neuerlichen Drift Gondwanas zusammen. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß letztmaliger Aufstieg und Entgasung entlang von Brüchen ablief, die sich durch die beginnenden NE-Drift entwickelten. Zu einer vollständigen Riftentwicklung, wie sie BAILEY (ob.zft) aus Ost-Afrika beschreibt, ist es im Untersuchungsgebiet jedoch offensichtlich nicht gekommen, doch können als weitere Folge dieser Entwicklung eine Reihe hypabyssaler rhyolithischer und andesitischer Porphyre angesehen werden.

Nach dem endgültigen auch intrakratonalen Abschluß des panafrikanischen Ereignisses, kam es driftbedingt zu einer bruchtektonischen Zerlegung der alten Strukturen. Gegen Ende des Paläozoikums lag nach KLITZSCH (1984) eine durch alte reaktivierte Störungen (SCHANDELMEIER & DARBYSHIRE 1984) begrenzte **Schwelle zwischen dem Gebel Uweinat und Aswan** vor - also etwa **orthogonal zu den fröhpaläozoischen Strukturen**. Die reaktivierten Störungen fungieren ein weiteres Mal als Förderwege für alkaline kontinentale basaltische wie rhyolithische Magmen wie die Isotopenalter zwischen 235 ± 5 Ma und 216 ± 5 Ma der **Alkali-Olivin-Basalte**, **Trachy-Phonolithe** und **Alkali-Subvulkanite** vom Gebel Uweinat-Gebiet und vom Nusab al Balgum erkennen lassen (Tab. 7). Im Schwellenbereich kam es zur Erosion der sedimentären Bedeckung, so daß im Gebel Kamil-Gebiet das Grundgebirge erneut angeschnitten wurde. Die paläozoischen porphyrischen Granitoide kaolinisierten zu diesem Zeitpunkt.

Während des Jura vollzog sich nach KLITZSCH (1984) eine Umkehrung der Vertikalbewegungen, so daß es im E und NW des Arbeitsgebietes als Senkungsbereich nun zur fluvialen bis küstennahen Ablagerung der G1f Kebir Formation kam.

Durch weitere Isotopenalter belegt, kam es ab der Kreide-Tertiär Grenze erneut zu einem kontinentalen Magmenzyklus, zu dessen Maximum im Eozän der **Gebel Uweinat-Ringkomp lex (40-45 Ma)** intrudierte (Tab. 7). Durch diese und die angrenzenden voluminösen Intrusionen könnte es zu weiterer Hebung der westlichen Bereiche des Grundgebirges gekommen sein (Peneplain), kleinere subvulkanische und vulkanische Gänge und Stöcke lassen eine starke Bindung an die neu belebten Bruchstrukturen erkennen.

Räumliche und zeitliche Verknüpfung der im wesentlichen bimodalen alkalinen Magmatite dieser wie auch der permotriasischen Xra lassen bei den geochemisch untersuchten Vertretern darauf schließen, daß (Nephelin-)Syenite und Phonolithe fraktionierte Schmelze eines Stammagmas aus Alkali-Olivin-Basalt sind. Die Genese und das Alter einiger subalkaliner Vulkanite bleibt zweifelhaft.

7.6 Nachwort

Das hier entwickelte Szenario ist über weite Bereiche hinweg spekulativ, es vermag aber die bisher beobachteten Verhältnisse weitgehend zu erklären. Doch fragmentarisch wie es ist, muß es als Arbeitshypothese betrachtet werden, die durch weitere Forschung zu belegen, gegebenenfalls zu ergänzen und zu modifizieren sein wird.

Dieses Szenario wird daher als grundlegender Diskussionsbeitrag zur Krustenentwicklung dieser Region verstanden, der zur kritischen Würdigung offensteht.

8« LITERATURVERZEICHNIS

- AITCHISON, J. (1981): A new approach to null correlations of proportions.- *Math. Geol.*, 13, 2, 175-189, New York.
- AITCHISON, J. (1982): The Statistical analysis of compositional data,- *J. Roy. statist. Soc.*, B, 44, 2» 139-177, London.
- AITCHISON, J. (1984a): The Statistical analysis of geochemical composition.- *Math. Geol.*, 16, 6, 531-564, New York.
- AITCHISON, J. (1984b): Reducing the dimensionality of compositional data sets.- *Math. Geol.*, 16, 6, 617-635, New York.
- ALAILY, F. & POHLMANN, J. (1983): Eine flächenhafte Erfassung von Bodengesellschaften arider Gebiete mit Hilfe von LANDSAT-Multispektralaufnahmen.- *Berliner geowiss. Abh.*, (A), 47, 3-17, Berlin.
- ALMOND, D.C. (1979): Younger granite complexes of Sudan.- In: AL-SHANTI (Ed.), *Evol. and Mineral. of the Arabian-Nubian Shield*, 1, 151-164, *Proc. Symp. Inst. Appl. Geol.*, King Abdulaziz Uni., Jeddah, Oxford (Pergamon).
- BAER, A.J. (1977): Speculations on the evolution of the lithosphere.- *Precam. Res.*, 249-260, Amsterdam.
- BAUMANN, L. & TISCHENDORF, G. (1976): *Metallogie - Mineralogenie*.- 458 S., Leipzig (VEB Dt.V. Grundstoff-industrie).
- BELL, J.D. & SANDFORD, K.S. (1971): Nodular masses of manganese in volcanic rocks around Jebel Uweinat.- *Symp. Geol. of Libya 1969*, 333-339, Tripolis.
- BERTRAND, J.M.L. & CABY, M. (1978): Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerien Sahara).- *Geol. Rdsch.*, 62, 337-338, Stuttgart.
- BIRNIE, R.W. & DYKSTRA, J.D. (1978): Application of remote sensing to reconnaissance geological mapping and mineral exploration.- *Proc. 12th Symp. of Remote Sensing of Environment*, 2, 795-804, Michigan.
- BISHADY, A.M. & EL RAMLY (1982): Petrographical and petrochemical studies on some alkaline volcanics from Uweinat area South Western Desert, Egypt.- *Ann. Geol. Surv. Egypt*, 12, 29-45, Cairo.
- BROWN, G.C. (1979): The changing pattern of batholith emplacement during earth history.- In: ATHERTON & TARNEY (Eds.): *Origin of granite batholiths, geochemical evidence*, 106-115, Natwich (Shiva).
- BROWN, G.C. & FYFE, W.S. (1970): The production of granitic melts during ultrametamorphism.- *Contr. Miner. Petrol.*, 28, 310-318, Berlin.
- BURKE, K.C. & WILSON, J.T. (1976): Hot Spots on the earth's surface.- In: *Continents Adrift and Continents Around*, with introduction by J. Tuzo Wilson (Readings from Scientific America 1976), 58-69, San Francisco (Freeman).
- BUROLLET, P.F. (1962): Reconnaissance géologique dans le sud-est du bassin de Kufra.- *Rev. Inst. Franc. Pétrole*, 12, 11, 1537-1545, Paris.
- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VAIL, J.R. (1984): *The geochronology and evolution of Africa*.- 512 S., Oxford (Clarendon).
- CONDIE, K.C. & ALLEN, P. (1984): Origin of Archaean charnockites from Southern India.- In: KRÖNER, HANSON & GOODWIN (Eds.): *Archaean geochemistry*, 182-204, Berlin (Springer).
- CURRIE, K.L. (1971): The reaction $3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ sillimanite} + 5 \text{ quartz}$ as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario.- *Contr. Miner. Petrol.*, 32, 215-226, Berlin.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2-diagram and major-element analyses - its relationship with current nomenclature.- *Chem. Geol.*, 22, 183-210, Amsterdam.
- DESIO, A. (1933a): Relazione preliminare sulle ricerche compiute della "Missione Desio" nel deserto Libico.- *R. Accad. Italia, Viaggio di Studio ed Esplorazioni*, 1, 1-67.
- DESIO, A. (1933b): Schizzo geologico della Libia alla scala di 4 000 000.- *Cons. Nazion. Ricerche*, Firenze.

- DE WAARD»D. (1967): The occurrence of garnet in the granulite-facies terraine of the Adirondack Highlands and elsewhere» an amplification and a reply.- J. Petrol.» 7» 2» 210-232» London.
- 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.
- EL GABY»S.» EL NADY, O. & KUDEIR» A. (1984): Tectonic evolution of the basement complex in the central Eastern Desert of Egypt.- Geol. Rdsch.» 21» 3» 1019-1036» Stuttgart.
- ELLIS» D.J. (1980): Osumilite - sapphirine - quartz granulites from Enderby Land» Antarctica: P-T conditions of metamorphism» evolutions of garnet - cordierite equilibria and the evolution of the deep crust.- Contr. Miner. Petrol.» 24» 201-210» Berlin»
- EMSLIE» R.F. (1978): Anorthosite massives» rapakivi granites» and late proterozoic rifting of North America.- Precam. Res.» 2» 61-98» Amsterdam.
- ENGLAND»P.C. & THOMPSON»A.B. (1984): Pressure - temperature - time path of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened Continental crust.- J. Petrol.» 25.» 4» 894-928, Oxford.
- FAIRHEAD, J.D. & REEVES»C.V. (1977): Teleseismic delay times» Bouguer anomalies and inferred thickness of the African lithosphere.- Earth Planet. Sci. Lett. 35» 63-76, Amsterdam.
- FERRY»J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partition of Fe and Mg between biotite and garnet.- Contr. Miner. Petrol.» 66» 113-117» Berlin.
- FLECK» R.J.» GREENWOOD»W.R., HADLEY»D.G.» ANDERSON, R.E. & SCHMIDT, D.L. (1979): Age and evolution of the Southern part of the Arabian-Nubian Shield.- In: AL-SHANTI(Ed.)» Evol. and Mineral. of the Arabian-Nubian Shield» 3.» 1-17» Proc. Symp. Inst. Appl. Geol.» King Abdulaziz Uni.» Jeddah, Oxford (Pergamon).
- FLOYD, R.A. & WINCHESTER»J.A. (1975): Magmatism and tectonic setting discrimination using immobile elements.- Earth Planet. Sci. Lett.» 22» 211-218, Amsterdam.
- FREUND, H. (1974): Handbuch der Mikroskopie in der Technik.- 516 S.» 4.» 1, Frankfurt a.M. (Umschau Verlag).
- FRANZ, G.» SCHANDELMEIER»H.» PASTEELS, P. & PUCHELT, H. (1985): Tertiary and Triassic volcanism in SW-Egypt and N-Sudan.- 13th Collq. Afr. Geol.» St. Andrews, Scotland, 1» Abst.» 210 - 211» CIFEG» Paris.
- FÜCHTBAUER»H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine.- 784 S.» Stuttgart (Schweizerbart).
- FULLAGAR»P.D. (1980): Pan-African age granites of northeast Africa: new or reworked mantle materials? - In: SATEM» BUSREWIL(Ed.)» Geology of Libya, 2» 1051-1058, London (Academic Press).
- GASS»I.G. (1979): Evolutionary model for Pan-African crystalline basement.- In: AL-SHANTI (Ed.) Evol. Mineral. of the Arabian-Nubian Shield» 1, 11-20» Proc. Symp. Inst. Appl. Geol., King Abdulaziz Uni., Jeddah, Oxford (Pergamon).
- GASS, I.G. (1981): Pan-African (Upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian-Nubian Shield.- In: KRÖNER(Ed.)» Precambrian plate tectonics, Develop. Precam. Geol., 4, 389-405» Amsterdam (Elsevier).
- GHUMA»M.A. & ROGERS, J.J.W. (1978): Geology, geochemistry» and tectonic setting of the Ben Ghnem batholith» Tibesti massif, Southern Libya.- Geol. Soc. Am. Bull., 89, 1351-1358» Boulder, Colorado.
- GOETZ, A.F.» ROCK»B.N. & ROWAN»L.C. (1983): Remote sensing for exploration: an overview.- Econ. Geol.» 26, 4, 573-590, Lancaster, Pennsylvania.
- GLIKSON, A.Y. (1981): Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the precambrian earth.- In: KRÖNER (Ed.), Precambrian plate tectonics» Develop. Precam. Geol., 4» 91-104, Amsterdam (Elsevier).
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. (1967): An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological application.- Geochim. Cosmochim. Acta» 31» 1» 767-833» Oxford.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD»A.E. (1968): Genesis of calc-alkaline igneous rock suites.- Contr. Miner. Petrol.» 21, 105-162, Berlin.
- GRIFFIN, W.L. & HEIER, K.S. (1969): Parageneses of garnet in granulite-facies rocks» Lofoten- Vesteraalen, Norway.- Contr. Miner. Petrol.» 23.» 89-116» Berlin.

- HANSON#G.N. (1978): The application of trace elements to the petrogeneses of igneous rocks of granitic composition.- *Earth Planet. Sc. Lett.*» 38# 26-43# Amsterdam.
- HARGRAVES#R.B. (1981): Precambrian tectonic style: a liberal uniformitarian interpretation.- In: KRÜNER (Ed.)# *Precambrian plate tectonics# Develop. Precam. Geol.*# 4# 21-56# Amsterdam (Elsevier).
- HARRIS#N.B.W.# HAWKESWORTH#C.J. & RIES# A.C. (1984): Crustal evolution in north-east and east Africa from model Nd ages.- *Nature*# 309# 773-776# London.
- HASSANEINBAY, A.M. (1924): Through Kufra to Darfur.- *Geograph. J.*, 64# 273-291, London.
- HEIER#K.S. (1973): Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin.- *Phil. Trans. R. Soc. London# A#* 2Z3# 429-442# London.
- HEIER, K.S. & THORESEN#K. (1971): Geochemistry of high grade metamorphic rocks# Lofoten-Vesteraalen# North Norway.- *Geochim. Cosmochim. Acta*# 35# 89-99# Oxford.
- HELMCKE#D.# LIST# F.K. & ROLAND#N.W. (1976): Geologische Interpretation von Luft- und Satellitenbildern des Tibesti-Gebirges (Zentral-Sahara/Tschad).- *Geol. Jb.*# A 33# 89-115# Hannover.
- HENSEN#B.J. (1971): Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the System MgO- FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - CaO - MgO . *Mineral. Petrol.*# 33s 191-214# Berlin.
- HENSEN#B.J. (1977): Cordierite - garnet bearing assemblages as geothermometers and barometers in granulite facies terranes.- *Tectonophysics*# 42# 73-88# Amsterdam.
- HOLLAND#J.G. & LAMBERT#R.St.J. (1975): The Chemistry and origin of the Lewisian gneisses of the Scottish mainland: the Scourie and Inver assemblages and sub-crustal accretion.- *Precam. Res.*# 2# 161-188# Amsterdam.
- HUGHES#C.J. (1982): Igneous petrology.- 551 S.# Amsterdam (Elsevier).
- HUNT#G.R. (1977): Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared.- *Geophysics*# 42# 501-513# Denver# Colorado.
- HUNTINGGEOLOGY & GEOPHYSICSLTD. (1974): Geology of the Jabal al Uwaynat area# Libyan Arabic Republic.- Unveröff. Bericht# *Indust. Res. Cent.*# Dep. Geol. Res. and Mineral.# Tripolis.
- HUTH, A.# FRANZ, G. & SCHANDELMEIER#H. (1984): Magmatic and metamorphic rocks of NW-Sudan: a reconnaissance survey.- *Berliner geowiss. Abh.*# (A)# 50# 7-21# Berlin.
- HYNDMAN,D.W. (1981): Controls on source and depth of emplacement of granitic magma.- *Geology*# 2# 244-249# Denver# Colorado.
- IRVINE# T.N. & BARAGAR#W.R.A. (1971): A guide to the Chemical Classification of common volcanic rocks.- *Can. J. Earth Sc.*# 6# 523-545# Ottawa.
- JACOBBERGER#P.A.# ARVIDSON#R.E. & RASHKA,D.L. (1983): Application of Landsat multispectral Scanner data and sediment spectral reflectance measurements to mapping of Meatiq Dome# Egypt.- *Geology*# 11# 587-591# Boulder# Colorado.
- JOCHUM,K.P., HOFMANN#A.W., ITO, E., SEUFERT#M.M. & WHITE#W.M. (1983): K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production# K/U and K/Rb in the mantle.- *Nature*# 306# 431-436# London.
- KARL# F. (1964): Anwendung der Gefügekunde in der Petrologie.- *Clausthaler tect. H.*# 5# 142 S.# Clausthal (Pilger).
- KENNEDY#W.Q. (1964): The structural differentiation of Africa in the Pan-African (+/- 500 m.y.) tectonic episode.- *Annu. Rep. Sei. Results*# 13# 48-49# Uni. Leeds Res. Inst. Afr. Geol. Dep. Earth Sei.# Leeds.
- KLERKX#J. (1969): Le Jebel Uweinat: tômoIn de Vhistoire g6olog1que de Sud de la Libye.- *Africa-Tervuren*# 15# 4# 108-110# Tervuren.
- KLERKX#J. (1971): Caractères môtamorphiques et structuraux du socle precambrian de la r6gion d*Uweinat (Libye).- *C. R. Acad. Sei. Paris*, 272# 3246-3248, Paris.
- KLERKX, J. (1980): Age and metamorphic evolution of the basement complex around Jebel Awaynat.- In: SALEM & BUSREWIL(Eds.)# *The Geology of Libya*# 2# 901-906# London (Academic Press).
- KLERKX, J. & RUNDLE,C.C. (1975): PriHmInary K/Ar results on different rock formation from Jebel Uweinat region (S.E. Libya).- *Mus. Roy. Afr. Centr., D6p. G6ol. Min.*# *Rapp. ann. 1975*, 105-111# Tervuren.

- KLERKX, J. & DEUTSCH, S. (1976): Resultats préliminaires obtenus par la méthode Rb/Sr sur l'âge des formations précambriennes de la région d'Uweinat (Libye).- Mus. Roy. Afr. Centr., Döp. Gäol. Min., Rapp. ann. 1976, 83-94, Tervuren.
- KLIEM, C. (1982): Die Charakterisierung von Sammelflächen mit Hilfe von multivariater statistischer Verfahren.- Unveröff. Dipl.-Arbeit, FU-Berlin, 82 S., Berlin.
- KLITZSCH, E., HARMS, J., LEJAL-NICOL, A. & LIST, F. (1979): Major subdivision and depositional environments of Nubia Strata, SW-Egypt.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 71, 967-974, Tulsa, Oklahoma.
- KLITZSCH, E. & LIST, F.K. (Eds.) (1978): Southwest Egypt 1 : 500 000 - Geological Interpretation map, preliminary edition: Sheet 2525 Amonite Hills, Sheet 2825 El Kharga, Sheet 2523 Gilf Kebir, Sheet 2823 Baris.- Berlin (TFH).
- KLITZSCH, E. & LIST, F.K. (Eds.) (1979): Southwest Egypt 1 : 500 000 - Geological Interpretation map, preliminary edition: Sheet 2527 Farafra, Sheet 2827 El Minya, Sheet 2521 Gebel Uweinat.- Berlin (TFH).
- KLITZSCH, E. & LIST, F.K. (Eds.) (1980): Southwest Egypt 1 : 500 000 - Geological Interpretation map, preliminary edition: Sheet 2821 Selima, Sheet 3123 Aswan, Sheet 3125 Luxor, Sheet 3127 Asyut.- Berlin (TFH).
- KREYSZIG, E. (1968): Statistische Methoden und ihre Anwendung.- 422 S., Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).
- KRÖNER, A. (1977): The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction.- Precam. Res., 4, 163-213, Amsterdam.
- KRÖNER, A. (1979): Pan-African plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa.- Geol. Rdsch., 68, 2, 565-583, Stuttgart.
- KRÖNER, A. (1981a): Precambrian plate tectonics.- In: KRÖNER (Ed.), Precambrian plate tectonics, Develop. Precam. Geol., 4, 57-90, Amsterdam (Elsevier).
- KRÖNER, A. (1981b): Precambrian crustal evolution and Continental drift.- Geol. Rdsch., 69, 2, 412-428, Stuttgart.
- LAMBERT, R. St. J. (1981): Earth tectonics and thermal history: review and hot-spot model for the Archaean.- In: KRÖNER (Ed.), Precambrian Plate Tectonics, Develop. Precam. Geol., 4, 453-467, Amsterdam (Elsevier).
- LAMBERT, R. St. J. & HEIER, K. S. (1968): Geochemical investigations of deep-seated rocks in the Australian Shield.- Lithos, 1, 30-53, Amsterdam.
- LAMMERER, B. (1976): Struktur des Alpenrandes zwischen Inn und Bodensee im Satellitenbild.- Geol. Rdsch., 65, 2, 525-535, Stuttgart.
- LE MAITRE, R. W. (1982): Numerical petrology.- 281 S., Amsterdam (Elsevier).
- LIST, F. K. (1969): Quantitative Erfassung von Klufnetz und Entwässerungsnetz aus dem Luftbild.- Bildmessung & Luftbildwes., 32, 4, 134-140, Karlsruhe.
- LIST, F. K., HELMCKE, D. & ROLAND, N. W. (1975): Geologische Information im Satellitenbild und Luftbild - Erfahrungen aus dem Forschungsprojekt Tibesti-Gebirge (NASA LANDSAT-1 SR-349).- DFVLR-DGPsymp. Erdkunde 1975, 329-344, Köln-Port.
- LIST, F. K. & STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen Oberbruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirge / Zentral-Sahara, Tschad.- Geol. Rdsch., 59, 1, 228-256, Stuttgart.
- MARHOLZ, W. W. (1968): Geological exploration of the Kufra-region.- Geol. Sect. Bull., 3, Ministry of Indust. of the Kingdom of Libya, Tripolis.
- MCCOLLOCH, M. T. & WASSERBURG, G. T. (1978): Sm-Nd and Rb-Sr chronology of Continental crust formation.- Science, 200, 4345, 1003-1011, Washington D.C.
- MCCLENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. (1984): Archaean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archaean Continental crust.- In: KRÖNER, HANSON & GOODWIN (Eds.), Archaean geochemistry, 47-73, Berlin (Springer).
- MCCWILLIAMS, M. O. (1981): Palaeomagnetism and precambrian evolution of Gondwana.- In: KRÖNER (Ed.), Precambrian Plate Tectonics, Develop. Precam. Geol., 4, 649-687, Amsterdam (Elsevier).

- MEHNERT#K.R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks.- 393 S.# Amsterdam (Elsevier).
- MEISSNER#B. (1979): Untersuchungen zur Bruchtektonik in der Zentralägäis.- Berliner geowiss. Abh.# (A) 1Z# 1-122# Berlin.
- MENCHIKOFF#N. (1927): Étude pStrographique des roches cristallines et volcaniques de la région d'Ouenat (Désert de Libye).- Bull. Soc. Géol. France# 22.»4# 337-354# Paris.
- MOLNAR#P. & GRAY#D. (1979): Subduction of Continental lithosphere: some constraints and uncertainties.- Geology, Z# 58-62# Boulder# Colorado.
- MOODY#M.D. & HILL# M.J. (1956): Wrench-fault tectonics.- Geol.Soc. Amer. Bull.# 6Z# 9# 1207-1246, Baltimore# Maryland.
- MOORHOUSE,W.W. (1964): The study of rocks in thin section.- 514 S.# New York (Harper & Row).
- MÜLLER#G. & BRAUN#E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen.- Clausthaler tekt. H.# 15# 126 S.# Clausthal (Pilger).
- MUNIER#CH. (1983): Verarbeitung von Filmen für das Optronics Colorwrite System.- Berliner geowiss. Abh.# (A), 4Z# 33-38, Berlin.
- MYERS#J.S. (1976): Granitoid sheets# thrusting and Archaean crustal thickening in West Greenland.- Geology# 4# 265-268# Boulder# Colorado.
- NAGY, R.M.# GHUMA#M.A. & ROGERS,J.J.W. (1976); A crustal suture and lineament in North Africa.- Tectonophysics# 31# 67-72# Amsterdam.
- NEUGEBAUER#H.J. (1981): Zur Entstehung und Entwicklung von kontinentalen Riftsystemen.- Geol. Rdsch.# ZQ# 1# 231-243# Stuttgart.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten.- Bd. 1 & 2# 540/557 S.# Basel (Brikkhäuser).
- PEARCE#J.A. & CANN#J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- Earth Planet. Sci. Lett.# 12# 290-300# Amsterdam.
- PEARCE,J.A.# HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- J. Petrol., 25# 4# 956-983# London.
- PERKINS#D. & NEWTON,R.C. (1981): Charnockite geobarometers based on coexisting garnet - pyroxen - plagioclase - quartz.- Nature# 292# 144-146, London.
- PRESNALL#D.C. & BATEMAN,P.C. (1973): Fusion relations in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{KA1S}_3\text{O}_8$ - SiO_2 - H_2O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith.- Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3181-3202# Boulder# Colorado.
- RAINES#G.L. & WYNN,J.C. (1982): Mapping of ultramafic rocks in a heavily vegetated terrain using LANDSAT data.- Econ. Geol.# 22/ 1755-1769# Lancaster# Pennsylvania.
- RICHTER#A. (1978): Gelände- und Luftbilddauswertung des Gefügeinventars im Bereich der Loisach-Blattverschiebung nördlich von Garmisch-Partenkirchen / Bayern.- Unveröff. Dipl.-Arbeit# FU-Berlin, 156 S.# Berlin.
- ROLAND#N.W. (1976): Tektonische Standardnetze und Beanspruchungspläne für Erde und Mars.- Geol. Rdsch.# 65/ 1# 17-33# Stuttgart.
- ROWAN#L.C.# GOETZ,A.F.H. & ASHLEY#R.P. (1977): Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images.- Geophysics# 42# 3# 522-535# Denver# Colorado.
- SCHANDELMEIER#H.# RICHTER»A. & FRANZ»G. (1983): Outline of the geology of magmatic and metamorphic units from Gebel Uweinat to Bir Safsaf (SW-Egypt/NW-Sudan).- J. Afr. Earth Sei., 1, 3/4# 275-283# Paris.
- SCHANDELMEIER#H. & DARBYSHIRE#F. (1984): Metamorphic and magmatic events in the Uweinat - Bir Safsaf uplift (Western Desert/Egypt).- Geol. Rdsch.# 73# 2# 819-831# Stuttgart.
- SCHMITZ#H.-J. (1983): Geologische Interpretation von LANDSAT-Bildern des NW-Sudan.- Berliner geowiss. Abh.# (A)# 4Z# 95-108, Berlin.
- SCHOELE#R. (1983): Das "Geowissenschaftliche Multibild Auswerte- und Prozessor-System" GEOMAPS.-Berliner geowiss. Abh.# (A), 4Z# 39-47# Berlin.
- SCHROLL#E. (1976): Analytische Geochemie: Grundlagen und Anwendung.- Bd. 2# 374 S.# Stuttgart (Enke).

- SHACKLETON, R.M. (1979): Precambrian tectonics of northeast Africa.- In: AL-SHANTI (Ed.), *Evol. Mineral, of the Arabian-Nubian Shield*, 2, 1-6, Proc. Symp. Inst. Appl. Geol., King Abdulaziz Uni., Jeddah, Oxford (Pergamon).
- SIGHINOLFI, G.P. (1971): Investigations into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism.- *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 35, 1005-1021, Oxford.
- SÖRENSEN, H. (Ed.) (1974): *The alkaline rocks*.- 622 S., London (Wiley & Sons).
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362, Amsterdam.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 2, 144-240, Stuttgart.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1981): The rare earth element evidence in Precambrian sedimentary rocks: Implications for crustal evolution.- In: KRÖNER (Ed.), *Precambrian plate tectonics*, Develop. Precam. Geol., 4, 527-548, Amsterdam (Elsevier).
- TOKSÓZ, M.N. (1984): Die Subduktion der Lithosphäre.- In: GIESE (Ed.), *Ozeane und Kontinente*, 106-116, Heidelberg (Spektrum d. Wissenschaft).
- TURNER, F.J. (1981): *Metamorphic petrology*.- 524 S., 2. Aufl., New York (McGraw-Hill).
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the System NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O.- ¹⁵³ S., *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 24» Boulder, Colorado.
- WÄNKE, H., DREIBUS, G. & JAGOUTZ, E. (1984): Mantle Chemistry and accretion history of the earth.- In: KRÖNER, HANSON & GOODWIN (Eds.), *Archaean geochemistry*, 1-24, Berlin (Springer).
- WEDEPOHL, K.H. (Ed.) (1978): *Handbook of geochemistry*.- 5Bd.: I, II-1, II-2, II-3, II-4, II-5, Berlin (Springer).
- WINDLEY, B.F. (1979): *The evolving continents*.- 385 S., 5. Aufl., Chichester (Wiley & Sons).
- WINDLEY, B.F. (1981): Precambrian rocks in the light of plate-tectonic concept.- In: KRÖNER (Ed.), *Precambrian plate tectonics*, Develop. Precam. Geol., 4» 1-20, Amsterdam (Elsevier).
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*.- 348 S., 3. Aufl., Berlin (Springer).
- WYLLIE, P.J. (1977): Crustal anatexis: an experimental review.- *Tectonophysics*, 43, 41-71, Amsterdam.

9. ANHANG

Tab. A I: Zusammenstellung der Symbole und Abkürzungen in Abbildungen, Tabellen und Text

Tab. A II: Petrographische Tabellen zur Dünnschliffbeschreibung

Tab. A III: Legende zur Tab. A II

Tab. A IV: Geochemische Tabellen zur Haupt- und Spurenelementzusammensetzung, der C.I.P.W.-Normkomponenten und der Niggli-Werte.

10. KARTENBEILAGEN

Geological Working Sheet of Gebel Kamil Basement, 1 : 100000

Petrologische Übersichtskarte; Östliche Gebel Uweinat-Region, SW-Ägypten / NW-Sudan, 1 : 500000

Tectonical Interpretation Map; Eastern Gebel Uweinat-Region, SW-Egypt / NW-Sudan, 1 : 500000

Tab. A I: Zusammenstellung der Symbole und Abkürzungen in Abbildungen» Tabellen und Text.

Tab. A I: Compilation of Symbols and abbreviations Within figures, tables and text.

<p>O Extrusiva (E) O hypab. Gesteine • Intrusiva (I) ▲ Anatexit-Formation (AF) ▼ Granoblastit -Formation (GF)</p> <hr/> <p>A AF: Isochronenprobe BAF: Penneplain □ AF: Probe v. MENCHIKOFF(1927) ■AF: Gebel Kamil-Komplex VGF: Proben aus KLERKX Sammlung VGF: Probe v. MENCHIKOFF(1927) VGF: Bereich E-Gebel Uweinat VGF: Bereich W-Gebel Kamil-Komplex OE: Proben v. BISHADY& RAMLY(1982) ©E: Proben v. MENCHIKOFF(1927) (J)E: Proben v. FRANZ(mündl.Mit.), außerh .d.Arbeitsg. -0-E: Proben v. FRANZ(mündl.Mit.), innerh.d.Arbeitsg. < hypab. Gesteine, Proben v. MENCHIKOFF(1927) ♦ I: Gebel Kisu-Ringkomplex (RC) <\$>I: Gebel Kisu-Ringkomplex, P. v. MENCHIKOFF(1927) ♦ I: graugrüne Granitoide (GG) ♦ I: rote Granite s.st. (GR) "■.1: porphyrische Granitoide (GP), Isochronenprobe 0 I: GP nicht datiert ©I: Probe von MENCHIKOFF(1927)</p>	<p>C.I.P.W. - Normminerale</p> <p>Q - Quarz Or - Orthoklas Ab - Albit An - Anorthit Ne - Nephelin Ac - Akmit Wo - Wollastonit Fo - Forsterit Fa - Fayalit Di - Diopsid Hy - Hypersthen Mt - Magnetit Il - Ilmenit Cm - Chromit Hm - Hämatit Ap - Apatit Z - Zirkon C - Korund Cc - Calcit</p>
---	---

Benutzte Mineralabkürzungen (used mineralabbreviations)

<p>ab - Albit act (akt) - Aktinolith alk-fsp - Alkali-Feldspat alm - Almandin and - Andalusit antg - Antigorit antho - Antophyllit bio - Biotit cc - Calcit chl - Chlorit chry - Chrysotil cpx - Klinopyroxen erd - Cordierit czo (kzo) - Klinozoisit dio - Diopsid dol - Dolomit epd - Epidot fa - Fayalit fo - Forsterit gra - Granat gram - Grammatit (Tremmolit)</p>	<p>hellgl - Hellglimmer hbl - Hornblende hyp - Hypersthen khu - Klinohumit ky - Kyanit (Disthen) mus - Muscovit ol - Olivin opq - Opakoide (Erz) or - Orthoklas opx - Orthopyroxen pa - Pargasit phl - Phlogopit plag - Plagioklas pump - Pumpellyit qz - Quarz serp - Serpentin sil - Sillimanit skp - Skapolith spl - Spinell stau - Staurolith stil - Stilpnomelan</p>	<p>tc - Talk tit - Titanit türm - Turmalin zo - Zoisit</p> <hr/> <p>N I G L I - Werte</p> <p>al - Aluminium fm - Fe₂O₃+FeO + MnO+ MgO c - Calcium alk - Alkalien (Na₂O+K₂O) si - Silizium-Maßzahl ti - Titan-Maßzahl p - Phosphor-Maßzahl h - H₂O⁺-Maßzahl k - K₂O/K₂O+Na₂O mg - MgO/MgO+MnO+FeOtotal si' - Silizium-Referenzzahl w - Oxidationsgrad qz - Quarzzahl (si-si')</p>
--	---	--

PROBEN- ZEICHNUNG	MAKROSKOPISCHE Farbe im Ansicht	ERSCHEINUNG Korngröße / Anschlag	GEBILD Korngröße / Anschlag	M i o r p h o l o g i e	ISCHE Norm- N	HERGEBT Habit Habit	FISERUB. Struktur	sabiqsuos	MINERALBESTAND (halbquantitativ)										GESTEINS- BEZEICHNUNG			
									>40% 40% - 20% 20% - 10% 10% - 3% 3% - 1% 1% - 0,5% 0,5% - 0,2% 0,2% - 0,1% 0,1% - 0,05% 0,05% - 0,02% 0,02% - 0,01% 0,01% - 0,005% 0,005% - 0,002% 0,002% - 0,001% 0,001% - 0,0005% 0,0005% - 0,0002% 0,0002% - 0,0001% 0,0001% - 0,00005% 0,00005% - 0,00002% 0,00002% - 0,00001%													
ES 530-1	gn., hellgr.																					quarzitischer Blastomylonit
ES 530-2	grün-, grau																					quarzitischer Blastomylonit
ES 530-3	dkl.gn., gr.																					quarzitischer Blastomylonit
ES 530-4	hellgr. glb., grün, gefleckt																					quarzitischer Blastomylonit
ES 530-5	grün-, grau																					quarzitischer Blastomylonit
ES 530-6	dkl.gr.-rotbr. gefleckt																					quarzitischer Blastomylonit
ES 531-1	br., grau																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 531-2	dkl.gn., gr.																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 532-1	br., grau																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 532-2	br.-gr.-rosa																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 532-3	rotbr.-weiß gefleckt																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-4	br., grau																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-5	br., grau																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-6	grün - grau																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-7	grün - weiß gefleckt																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-8	dunkel grün																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-9	br., grau																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-10	grau - rosa gefleckt																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit
ES 533-16	br.-grau schwarz gefle.																					Alk-Fsp-Plag-Qz- Granoblastit

Tab. A.IIa. Dönnschliffbeschreibungen zur Granoblastit-Formation. Erläuterungen siehe Tab. A.III *
Tab. A.IIa. Thin section descriptions for Granoblastite Formation. Explanation see tab. A.III.

PROBENBEZEICHNUNG	MAKROSKOPISCHES BILD Farbe im Felde	SKIZZE Korngröße	TEXTUR	STRUKTUR	ANMERKUNGEN	MINERALBESTAND (halbquantitativ SS. > 40%)	UNTERSUCHUNG ? 1. Bsp. in vermittl. vorhanden	GESTEINSBEZEICHNUNG
I-3	rosarot	6µm	aplitisches Mobilisat
I-4	gn.-grau rosa gefleckt	6µm	Aik.-Fsp.-Qz-Plag-Olatexit
I-5	gn.-grau	6µm	porphyrobiast. Aik.-Fsp.-Qz-Plag-Olatexit
I-6	rot-grün gefleckt	6µm	Zweigliedrig. Metakonglomerat
I-7	gn.-rot	6µm	granitischer Olatexit
I-8	gn.-grau	6µm	granitischer Olatexit
I-9	dkl.-grau	6µm	granitischer Olatexit
I-10	rot-dkl.-grau gefleckt	6µm	granitischer Olatexit
I-11	gn.-grau	6µm	granitischer Olatexit
I-12	dkl.-grau	6µm	Bio-Akt-Plag-Fels
I-13	rot-dkl.-grau gefleckt	6µm	granitischer Diatexit
I-14	gn.-grau rot gefleckt	6µm	granodioritischer Diatexit
I-15	grau	6µm	granitischer Bio-Plag-Qz-Gneis
I-16	grün-weiß gefleckt	6µm	Plag-Bio-Qz-Gneis
I-17	hellgrau	6µm	Plag-Qz-Metablastit
I-18	dkl.-grün	6µm	restitierter Amphibolit
I-19	braun	6µm	blastomylonit. Eisenquarzit
I-20	braun	6µm	blastomylonit. Eisenquarzit
I-21	rötlich	6µm	Augengneis
I-22	...	6µm	granitischer Bio-Gneis
I-23	...	6µm	Plag-Aik.-Fsp.-Qz-Gneis mit Gneis
I-24	hellgrau	6µm	blastomylonit. granitischer Metablastit
I-25	grün-weiß gefleckt	6µm	ol-gabbroischer Andesin-Amphibol

Tab. A.IIb: Domschliffbeschreibungen zur Anatexit-Formation. Erläuterungen siehe Tab. A.II. Wird fortgesetzt!
 Tab. A.IIc: Thinschliffbeschreibungen für Anatexit-Formation. Erläuterungen siehe Tab. A.II. To be continued!

PROBLEME ZEICHNUNG	MAKROSKOPISCHE Farbe im Anschlag	MAKROSKOPISCHE Scheinbild Kongruenz Textur	MAKROSKOPISCHE Korn- größen- verh.	GEFÜGE Habitat - morph.	P - EINLAGE	MINERALBESTAND (halbquantitativ) Z: 40% - 20% > 40X Z: 40% - 20% > 40X Z: 40% - 20% > 40X	GESTEINS- BEZEICHNUNG																																																																																												
								1 sanundppunj sap abpd	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
1 - 66	gn.-grau		qosjst i qo-/qosjjxqd-iod qosuPiuoJis/Bj/bei qosimnqau/naßajaßun ß s auß ßp aßqos ßpßuats q9SHp/Pqi qdo ßpOHMOS	pltopulp ipdo i?uo9Xto	IBPiowBis/tpu'iaß ßgamos-uajJOMjaA/ßpaei/ ßpptqospupjpd	qOSj-ixqdou A ume%stu>iodXM uHiPisnoiq	Plag-Oz-Alk-Fsp- Metagranit																																																																																												
1 - 70	gn.-grau rosa gefleckt					qOSHAqOPJ «PPU ue[nupj]ßa;u; [ßiaasuau qqsmqdo qosmiHOJPqds ipßj xqdooujß ßlasto-kataklastisch qosi;spnPIP)	Chi-Epd-Hbl-Plag- Diarexit																																																																																												
1 - 71	gn.-dkl.-grau						Plag-Oz-Alk-Fsp- Metagranit																																																																																												
1 - 73	gn.-dkl.-grau						Bio-Alk-Fsp- Plag-Diarexit																																																																																												
1 - 74	gn.-dkl.-grau						Bio-Alk-Fsp- Plag-Diarexit																																																																																												
1 - 76	gn.-grau						Bio-Alk-Fsp- Plag-Diarexit																																																																																												
1 - 77	gn.-dkl.-grau						Bio-Alk-Fsp- Plag-Diarexit																																																																																												
1 - 80	gn.-grau						Hbl-Bio-Alk-Fsp- Plag-Diarexit																																																																																												
1 - 82	dunkelgrau						Chi-Epd-Hbl- Plag-Diarexit																																																																																												
1 - 83	gn.-grau rosa						festischer Amphibolit																																																																																												
1 - 83A	rosa						blastomyonit., monzonitischer Metarexit																																																																																												
1 - 84	gn.-grau						blastomyonit., granitischer Metarexit																																																																																												
1 - 86	gn.-grau weiß gefleckt						Heilig-Cordert- Schiefer																																																																																												
1 - 87	grün						Staurolith-Zwei- glimmer-Gneis																																																																																												
1 - 89	hellgrau / dunkelgrau						amphibolit schiefer Xenolith																																																																																												
1 - 90	olivgrün						Gram-Fo-Marmor																																																																																												
1 - 92	hellbraun						Fo-Olo-Gran- Marmor																																																																																												
1 - 93	hellgrau / br.-grau						Granmatit-Marmor																																																																																												
1 - 94	hellgrau / dkl. gr./gn.-br.						Granmatit-Marmor																																																																																												
1 - 95	hellgrau / dkl. grau / br.						Granmatit-Marmor																																																																																												

Tab. A IIb: DOnnschliffbeschreibungen zur Anatexit-Formation. Erläuterungen siehe Tab. A III.
 Tab. A IIb: Thin section descriptions for Anatexit Formation. Explanation see tab. A III.

Wird fortgesetzt!
 To be continued!

PROBEN-NR. Zählung	PROBEN-GRÖÖE mm	PROBEN-FORM Zählung	PROBEN-FARBE Zählung	PROBEN-TEXTUR Zählung	PROBEN-STRUKTUR Zählung	PROBEN-ANMERKUNGEN Zählung	MINERALBESTAND (halbquantitativ)		GESTEINS-BEZEICHNUNG
							> 40µm	< 3% / akzessor.	
1-105	1	hellgrau	hellgrau						Sonstige
1-106	1	hellgrau / br.-grau	hellgrau / br.-grau						Karbonate
1-107	1	hellgrau / dkl. br. / hellbraun	hellgrau / dkl. br. / hellbraun						
1-108	1	hellgrau / dunkelgrau	hellgrau / dunkelgrau						
1-109	1	grau - rosa reflekt.	grau - rosa reflekt.						
1-110	1	grau - grau - weiß reflekt.	grau - grau - weiß reflekt.						
1-111	1	weiß - grün	weiß - grün						
1-112	1	grau - dkl. gn.	grau - dkl. gn.						
1-113	1	dkl. grün	dkl. grün						
1-114	1	br.-grau	br.-grau						
1-115	1	dkl. braun	dkl. braun						
1-116	1	dkl. braun	dkl. braun						
1-117	1	dkl. grau	dkl. grau						
1-118	1	dkl. grau	dkl. grau						
1-119	1	hellgrau	hellgrau						
1-120	1	hellgrau	hellgrau						
1-121	1	hellgrau	hellgrau						
1-122	1	hellgrau	hellgrau						
1-123	1	dkl. gn.-grau	dkl. gn.-grau						
1-124	1	br.-grau	br.-grau						
1-125	1	h. gn.-grau	h. gn.-grau						
1-126	1	dkl. grün	dkl. grün						
1-127	1	br.-braun / hellgrau	br.-braun / hellgrau						

Tab. A.IIb.: Dömschliffbeschreibungen zur Anatexit-Formation. Erläuterungen siehe Tab. A.III.
 Tab. A.IIc.: Thin section descriptions for Anatexit Formation. Explanation see tab. A.III.

Wird fortgesetzt!
 To be continued!

PROBENBEZEICHNUNG	MAKROSKOPISCHES BILD Anschlag	Mikroskopische Korngrößen	Korn- bind.	PISEM Struktur	Kristall- struktur	Mineralbestand (halbquantitativ)	Gesteins- bezeichnung
ES 541-1	2 grau						
R 1	4 gn.-grau						
00	4 gn.-grau						
R 4	4 br.-grau						
R 5	4 g.-grau						
00	4 r.-dkl. grau						
R 7	4 hellgrau						
R 00	4 rotbraun						
KL 2	4 hellgrau						
R 10	4 dkl. grün						
R 11	4 braun / grau						
R 12	4 dkl. grün						
R 13	4 br.-grau						
R 14	4 grün - weiß gefleckt						
R 17	4 dkl. grau						
R 18	4 dkl. grau						
R 1CT	4 dkl. grau						
R 20A	4 br.-grau						
R 22	4 g.-grau - rosa gefleckt						
R 23	4 rotbraun						
R 24	4 r. br. / schwarz metallisch						

Tab. A. IIc: DQmschliffbeschreibungen zur Metasedimentären Formation. Erläuterungen siehe Tab. A. III.
 Tab. A. IIc: Thin section descriptions for Metasedimentary Formation. Explanation see tab. A. III.

Wird fortgesetzt!
 To be continued!

PROBENBEZEICHNUNG	MAKROSKOPISCHES BILD Farbe im Handstich	Mikroskopische Erscheinungsbild Korngröße / Textur	Mikroskopische Kongregationsform	Mikroskopische Habitusform	Struktur		Zusammensetzung		Mineralbestand (halbquantitativ) Z. M. - M	Gesteinsbezeichnung
					Struktur	Zusammensetzung	Mineralbestand (halbquantitativ)	Zusammensetzung		
B 25	rotbr. / schwarz / hellgrau									gebänderter Eisenquarzit
R 26	h. r. - grau									Sericit-Oz-Schiefer
R 27	rotbr. / grau									Eisen-führender Quarzit
R 28	h. g. - grau									Hornstein
R 29	h. br. - grau									Sericit-Bio-Oz-Schiefer
R 30	br. - grau									Schiefer
B 31	dkl. br. - grau									quarzitischer Blastomylonit
B 34	h. r. - grau									Sericit-Oz-Blastomylonit
R 35	gn. - grau									blastomylonit, Sericit-Quarzit
R 36	dkl. gn. - grau									quarzitischer Blastomylonit
R 37	br. - grau									blastomylonit, Sericit-Quarzit
R 38	violett									blastomylonit, Quarzit
R 39	br. - grau									blastomylonit, Bio-Quarzit
R 40	dkl. grau									quarzitischer Blastomylonit
ES 544-1	dkl. br. - grau									Knotenschiefer (Meta-qz-silist.)
ES 544-2	hellviolett									Fruchtschiefer (Metasiltstein)
ES 544-3	h.gr. / r.-br.									Metasiltstein
ES 544-4	grau									Sericit-Chl-Quarzit
ES 544-5	gn. - grau / schwarz									Knotenschiefer (Metasiltstein)
ES 544-6	hellviolett									Knotenschiefer (Metasiltstein)
ES 544-7	dkl. rotbraun / hellbraun									Eisen-reicher Blastomylonit

Tab. A IIc: DQnschiffbeschreibungen zur Metasedimentären Formation. Erläuterungen siehe Tab. A III.
 Tab. A IIc: Thin section descriptions for Metasedimentary Formation. Explanation see tab. A III.

PROBENBEZEICHNUNG	PROBENFARBE im Anschlag	MAKROSKOPISCHES SICHERHEITSBILD		XILIGRÖßENVERHÄLTNISSE		KRYSTALLINITÄT		MINERALBESTAND (halbquantitativ)		GESTEINSBEZEICHNUNG		
		Korngröße	Textur	Korngröße	Textur	Korngröße	Textur	Z ⁺ > 40%	Z ⁻ < 40%	7* unsicher	1* primär vermt.	vorhanden
ES 535-1	grün - grau	2	Quarz-Monzonit	
ES 535-2	dunkelgrau	2	Quarz-Monzonit	
ES 535-3	grün - rot gefleckt	3	qz-monzonitisch. Mylonit	
ES 535-12	g.-grau	3	Syenit	
ES 535-13	g.-grau	3	Syenit	
ES 535-14	bl.-grau	3	Syenit	
ES 535-17	bl.-grau	3	Quarz-Syenit	
ES 535-18	bl.-grau	3	Quarz-Syenit	
ES 535-19	bl.-grau	3	Quarz-Syenit	
ES 535-21	schwarz - grau gefleckt	3	Folde-führender Monzogabbro	
ES 546-1	rosarot	1	Granit	
ES 546-5	rosarot	1	Granit	

Tab. A.IIId: Dünnschliffbeschreibungen für die Intrusivgesteinen. Erläuterungen siehe Tab. A.III. Tab. A.IIIc: Thin section descriptions for the intrusive rocks. Explanation see tab. A.III.

Tab. A III: Legende zu den Tabellen A II a, b, c, d, e, f

Tab. A III: Legend for tables A II a, b, c, d, e, f

j.	1 - Gebel Kamil-Komplex	11	Ä = chloritisiert	23	0 = Titanit
	2 - Penepalin-Plateau mit Umland		w = in Hornblende umgewand.	<▶ = Rutil	
	3 - Gebel Uweinat, östliches Umland und Gebel Kissu	12	M = Mg-Chlorit	O = Titanit und Rutil	
	4 - Ringstrukturen-Komplex		MF = Mg-Fe-Chlorit	♦ = Leukoxen	
2	gn. = Grün		FM = Fe-Mg-Chlorit	24	O = Magnetit
	gr. = Grau		F = Fe-Chlorit	O = Hämatit	
	br. = Braun	13	P = Phlogopit	A = Magnetit und Hämatit	
	r. = Rot	14	gH = grüne Hornblende (Hastingsit, Tschermarkit etc.)	25	A = Calcit
	g. = Gelb		bH = braune Hornblende (Kaersutit, Kataphorit etc.)	▼ = Dolomit	
	bl. = Blau		Pa = Pargasit	♦ = Calcit und Dolomit	
	h. = hell		Ak = Aktinolith-Grammatit (Tremolit) -Reihe	26	Bi = organische Substanz
	dkl = dunkel		Ar = Arfvedsonit-Reihe	Ch = Chalcedon	
	.-' = -lieh		R = Riebekit-Reihe	Fl = Flußspat	
3	■ = chemische Analyse	15	⊙ = komplexe Umwandlung	GG = Gesteinsglas	
	⊙ = Rb/Sr-Isochronenprobe		■ = in Biotit	Go = Goethit u. a. Eisenhydroxide	
	KA = K/Ar-Datierung vorhanden		□ = in Chlorit	Hu = Humit-Gruppe	
	AS = als Erzanschliff vorhanden	16	H = Hypersthen-Reihe	Khu = Klinohumit	
	Gb = Gesteinsbruchstücke führend		D = Diopsid-Reihe	M - Montmorillonit	
	R = Rapakivi-Struktur		Ag = Augit-Reihe	Mo = Monazit	
	M = Mörtelstruktur		AA = Ägerinaugit	Op = Opal	
	e = entglaste Matrix		Ae = Ägerin	Skp = Skapolith	
4	einschließlich: Mikroklin-Perthit, Perthit, Albit bis 10%An, Mesoperthit, strukturelose Feldspäte unsicherer Zuordnung, Anorthoklase, K-Na-Sanidin; ausschließlich: Mikroklin mit deutlicher Gitterung		Ta = Titanaugit	Spl = Spinell-Gruppe	
			F = Fassait-Reihe	St - Staurolith	
			Pg = Pigeonit	V ~ Vermiculit	
5	⊞ = Mikroklin	17	@ = komplexe Umwandlung	Ves = Vesuvian	
	⊙ - Mikroperthit		• = in Hornblende		
	⊞ = Mikroklinperthit		0 = uralitisiert		
	⊞ = Zonarbau	18	0 = pinitisiert		
6 & 9	- sericitisiert	19	Ky = Kyanit (Disthen)		
	Q = saussuritisiert		Sil = Sillimanit		
	⊙ = kaolinisiert	20	Alm = Almandin (Pyralspit-Reihe)		
7	0 Antiperthit		0 = komplexe Umwandlung		
	\$ = Zonarbau	21	Fo = Forsterit		
8	< = kleiner als		◊ = komplexe Umwandlung		
	- = von /bis		◊ = serpentiniert		
	x = Mittelwert	22	An = Analcim		
10	gB = grüner Biotit		Lc = Leucit		
	bB = brauner Biotit		Ne = Nephelin		
	HB = Hydrobiotit		So = Sodalith		
	P = Phlogopit				
	5 = Sagenit				

	gng(GF) 1-48 tonal 1- tisch	gng(GF) 1-51 grano- diorl- tisch	gng(GF) 526-1 grano- diorl- tisch	gng(GF) 527-1 grano- diorl- tisch	gng(GF) 529-3 grano- diorl- tisch	gng(GF) 530-5 grano- diorl- tisch	gng(QF) K 111 grano- diorl- tisch	gng(GF) K 256 grano- diorl- tisch	gng(GF) K 258 grano- diorl- tisch	gng(GF) K 260 grani- tisch
S102 (X)	64.62	65.71	73.07	64.92	73.57	69.24	72.05	69.50	67.00	72.55
A1 2°3	16.39	16.47	14.90	15.26	13.90	15.23	14.79	15.25	15.37	15.25
sumFe₂O₃	4.33	4.42	2.07	5.70	1.91	2.99	1.76	2.86	3.83	0.83
HgO	2.20	1.46	0.52	2.38	0.41	1.47	0.51	1.24	1.57	0.20
CaO	4.79	3.55	2.31	4.70	1.91	2.40	2.78	3.17	3.82	1.17
Na₂O	5.00	4.76	5.12	3.75	3.91	4.85	5.15	4.71	4.33	5.15
K₂O	1.06	1.33	1.68	0.99	3.30	2.27	1.13	1.34	1.93	3.62
TiO₂	0.42	0.69	0.16	0.67	0.28	0.35	0.19	0.36	0.54	0.06
P₂O₅	0.15	0.19	0.06	0.23	0.04	0.20	0.08	0.10	0.20	0.02
MnO	0.07	0.03	0.02	0.11	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.01
HjÖ*	0.76	1.02	0.38	1.96	0.52	1.06	0.58	0.95	1.16	0.50
COj	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.79	99.64	100.31	100.65	99.76	100.10	99.01	99.52	99.81	99.35
R 1	2156	2257	2606	2628	2696	2283	2658	2570	2598	2143
R 2	943	773	565	862	498	629	614	701	788	435
Sc (ppm)	9	7	3	8	1	4	2	5	7	-
Co	13	13	8	13	9	12	8	10	12	6
Ni	32	28	18	39	23	38	15	38	24	22
Cu	13	16	5	10	6	9	6	18	25	12
Zn	65	52	26	85	12	111	23	43	62	20
Ga	19	22	24	20	17	21	21	17	24	16
Rb	5	16	11	10	53	38	10	18	36	42
Sr	801	445	484	272	485	615	531	462	855	893
Y	9	9	11	25	-	10	5	5	16	1
Zr	54	118	77	194	117	114	96	96	73	-
Nb	4	6	4	7	4	5	3	5	6	3
Ho	7	9	8	8	14	8	9	8	4	9
Sn	-	-	1	-	-	1	-	1	-	-
Cs	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Ba	850	777	483	428	2062	1661	357	649	1121	1155
Hf	3	4	4	4	4	2	3	3	3	3
Ta	3	-	4	2	3	2	1	4	3	3
Pb	10	7	17	7	13	18	12	12	13	21
Th	1	1	1	1	1	3	-	2	1	-
U	1	-	1	-	-	1	1	2	-	1
Na₂O+K₂O %	6.06	6.09	6.80	4.74	7.21	7.12	6.28	6.05	6.26	8.77
Na₂O/K₂O	4.72	3.58	3.05	3.79	1.18	2.14	4.56	3.51	2.24	1.42
K/Ba	10.4	14.2	28.9	19.2	13.3	11.3	26.3	17.1	14.3	26.0
K/Rb	1760	690	1268	822	517	496	938	618	445	716
Rb/Sr	0.01	0.04	0.02	0.04	0.11	0.06	0.02	0.04	0.04	0.05
Zr/Nb	13.5	19.7	19.3	27.7	29.3	22.8	32.0	19.2	12.2	-
Ba/Rb	170.0	48.6	43.9	42.8	38.9	43.7	35.7	36.1	31.1	27.5
Ba/Nb	212.5	129.5	120.8	61.1	515.5	332.2	119.0	129.8	186.8	385.0
Ni/Co	2.46	2.15	2.25	3.00	2.56	3.17	1.88	3.80	2.00	3.67

Tab- A IVa1: Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente« Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2,
Tab. A IVa1s Geochemical analyses - major and trace elements. Expl anat ions see below tab. A IVa2.

	gng(GF) 1-48 tonal i- tisch	gngCGF) 1-51 grano- diorit- tisch	gng(GF) 526-1 grano- diorit- tisch	gngCGF) 527-1 grano- diorit- tisch	gngCGF) 529-3 grano- diorit- tisch	gngCGF) 530-5 grano- diorit- tisch	gngCGF) K 111 grano- diorit- tisch	gngCGF) K 256 gfono- diorit- tisch	gngCGF) K 258 grano- diorit- tisch	gngCGF) K 260 grani- tisch
Q	17.4	22.4	30.5	24.6	32.8	24.4	30.6	27.6	23.5	25.4
Or	6.3	7.9	9.9	5.9	19.5	13.4	6.7	7.9	11.4	21.4
Ab	42.3	40.3	43.3	31.7	33.1	41.0	43.6	39.9	36.6	43.6
An	19.2	16.8	11.5	21.9	9.9	11.3	13.6	15.5	16.8	6.5
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	1.8	-	-	0.1	-	-	-	-	0.6	-
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	9.0	6.1	2.7	9.6	2.1	5.6	2.4	4.9	6.1	1.1
Ht	1.8	2.2	1.0	2.8	0.9	1.5	0.9	1.4	1.9	0.4
11	0.8	1.3	0.3	1.3	0.5	0.7	0.4	0.7	1.0	0.1
Cm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.4	0.5	0.1	0.6	0.1	0.5	0.2	0.2	0.5	0.05
Z	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	-
c	-	1.1	0.5	-	0.3	0.7	0.1	0.4	-	0.5
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
al	35.7	39.5	44.5	34.3	44.6	40.2	44.5	41.0	37.8	48.2
fm	24.4	22.5	11.9	30.1	11.2	20.1	10.7	18.4	21.8	5.0
c	19.5	15.8	13.0	19.4	12.0	12.2	15.6	15.9	17.7	7.6
alk	20.4	22.2	30.6	16.3	32.1	27.5	29.2	24.7	22.7	39.2
si	239.0	267.1	370.7	247.3	400.9	310.1	367.9	317.2	279.6	389.3
t1	1.2	2.1	0.61	1.9	1.2	1.2	0.73	1.2	1.7	0.24
p	0.23	0.33	0.13	0.37	0.09	0.38	0.17	0.19	0.35	0.05
h	9.4	13.8	6.4	24.9	9.45	15.8	9.9	14.5	16.2	9.00
k	0.12	0.16	0.18	0.15	0.36	0.24	0.13	0.16	0.23	0.32
«g	0.50	0.39	0.33	0.45	0.30	0.49	0.39	0.46	0.45	0.32
sl*	157.2	157.3	154.0	152.2	150.7	155.2	152.5	153.6	154.1	156.8
qz	81.7	109.9	216.6	95.1	250.3	155.0	215.4	163.6	125.5	232.5
c/fm	0.80	0.70	1.09	0.64	1.07	0.61	1.46	0.86	0.81	1.53
w	0.29	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34

Tab. A IVa2: C.I.P.W.-Normminerale & Niggli-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.

Tab. A IVa2: C.I.P.W. normminerals & Niggli i-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

Erklärungen zu Tab. A IV: 1. Zeile - Legendenabkürzungen, gng(GF)=Granoblastit-Form., gna(AF)=Anatexit-Form., gg=graugrüne Granitoide, gp=porphyrische Granitoide, gr=rote Granite, rc=Syenite des G. Kissu, vb=basische Extrusiva, vt=trachytische Extrusiva & assoziierte Gest. vi=intermediäre Extrusiva, vr=saure Extrusiva. 2. Zeile - Probenbezeichnung (M=Analysen von MENCHIKOFF,1927; B/R=Analysen von BISHADY & EL RAMLY,1982; K=Proben der Sammlung von Dr. KLERKX); 3. Zeile - Gesteinstyp.

Explanations for tab. A IV: 1st line - abbrev. for legend, gng(AF)=Granoblastite Form., gna(AF)=Anatexite Form., gg=grey-green granitoides, gp=porphyritic granitoides, gr=red granites, rc=syenites of G. Kissu, vb=basic extrusives, vt=trachytic extrusives & related rocks, vi=Intermediate extrusives, vr=acidic extrusives. 2nd line - sample designation (M=analyses of MENCHIKOFF,1927; B/R=analyses of BISHADY & EL RAMLY,1982; K=samples of collection from Dr. KLERKX); 3rd line - rock type.

	gng(GF?) M1* grani- tisch	gng(GF?) M 2* grani- tisch	gng(GF?) M 3* ol-gab- brolsch	gna(AF) 1-16A grani- tisch	gna(AF) 1-23 grani- tisch	gna(AF) 1-25 grani- tisch	gna(AF) 1-26 ol-gab- brolsch	gna(AF) 516-1 grano- dlorl- tisch	gna(AF) 516-3 grano- dlorl- tisch
S102 (%)	73.68	73.06	53.24	78.35	72.22	75.24	48.80	71.89	76.53
Al ²⁺³	14.18	14.85	15.70	11.15	14.40	13.94	15.46	14.99	12.29
sum Fe _{2O3}	0.73	0.57	9.30	1.90	2.01	0.97	9.15	2.86	2.59
HgO	0.07	-	6.49	0.93	0.49	0.22	6.24	0.72	0.74
CaO	1.06	1.32	9.56	0.89	1.51	1.66	10.25	3.60	2.62
NajO	4.98	4.57	3.48	4.62	4.04	5.56	3.38	4.18	3.50
K ₂ O	4.78	4.87	1.01	1.40	4.11	1.42	1.54	0.93	1.11
TiO ₂	0.05	0.04	0.74	0.26	0.29	0.08	1.38	0.25	0.29
P ²⁺⁵	0.06	0.12	0.16	0.02	0.10	0.03	0.81	0.03	0.06
MnO	0.04	-	0.12	0.01	0.03	0.01	0.17	0.01	0.03
H ₂ O ⁺	0.40	0.45	0.56	0.70	0.39	0.30	1.18	0.42	0.47
<*2	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.97	99.80	99.82	100.23	99.60	99.42	98.33	99.79	100.23
R 1	1991	2100	1831	3203	2361	2688	1429	3117	3529
R 2	396	429	1650	361	496	462	1710	714	558
Sc (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	2	3	3	24	2	6
Co	n.a.	n.a.	n.a.	8	7	7	27	7	7
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	10	8	6	59	17	17
Cu	n.a.	n.a.	n.a.	2	4	12	53	7	4
Zn	n.a.	n.a.	n.a.	12	20	5	92	31	31
Ga	n.a.	n.a.	n.a.	26	18	16	20	19	16
Rb	n.a.	n.a.	n.a.	36	74	14	34	36	39
Sr	n.a.	n.a.	n.a.	42	434	652	989	808	475
Y	n.a.	n.a.	n.a.	67	7	7	26	2	5
Zr	n.a.	n.a.	n.a.	916	140	36	175	73	132
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	108	11	11	26	4	5
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	2	4	4	1	9	8
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	-	-	-	-	-	-
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	-	-	-	-	2	1
Ba	n.a.	n.a.	n.a.	146	1611	678	822	593	481
Hf	n.a.	n.a.	n.a.	23	2	2	6	7	3
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	4	3	4	1	2	1
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	11	24	11	16	19	21
Th	n.a.	n.a.	n.a.	18	4	4	9	15	17
U	n.a.	n.a.	n.a.	6	-	1	3	1	1
NajOHG O S	9.76	9.44	4.49	6.02	8.15	6.98	4.92	5.11	4.61
Na ₂ O/K ₂ O	1.04	0.94	3.45	3.30	0.98	3.92	2.19	4.49	3.15
K/Ba	n.a.	n.a.	n.a.	79.6	21.2	17.4	15.6	13.0	19.2
K/Rb	n.a.	n.a.	n.a.	323	461	842	376	215	236
Rb/Sr	n.a.	n.a.	n.a.	0.86	0.17	0.02	0.03	0.04	0.08
Zr/Nb	n.a.	n.a.	n.a.	8.5	12.7	3.3	6.7	18.3	26.4
Ba/Rb	n.a.	n.a.	n.a.	4.1	21.8	48.4	24.2	46.5	12.3
Ba/Nb	n.a.	n.a.	n.a.	1.4	146.5	61.6	31.6	148.3	96.2
Ni/Co	n.a.	n.a.	n.a.	1.25	1.14	0.86	2.19	2.43	2.43

Tab« A IVb1: Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente«Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2.

Tab. A IVb1: Geochemical analyses - major and trace elements. Explanatlon see below tab. A IVa2.

	gngCGF? M 1 ⁻ grani- tisch	gng(GF?) M 2 ⁻ grani- tisch	gng(GF?) M 3 ⁻ ol-gab- broisch	gna(AF) 1-16A grani- tisch	gna(AF) 1-23 grani- tisch	gna(AF) 1-25 grani- tisch	gna(AF) 1-26 ol-gab- broisch	gna(AF) 516-1 grano- diort- tisch	gna(AF) 516-3 grano- diort- tisch
Q	24.4	25.1	2.1	42.4	28.7	33.2	-	34.2	44.4
Or	28.3	28.8	6.0	8.3	24.3	8.4	9.1	5.5	6.6
Ab	42.1	38.7	29.5	39.2	34.2	47.1	28.1	35.4	29.6
An	2.2	5.6	24.2	4.3	7.4	8.6	22.5	18.3	13.0
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	1.1	0.1	9.2	-	-	-	-	-	-
Fo	-	-	-	-	-	-	6.2	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	2.7	-	-
DI	-	-	-	-	-	-	19.2	-	-
Hy	1.0	0.6	20.8	3.1	2.1	1.1	-	3.7	3.5
Mt	0.2	0.2	5.9	1.1	1.2	0.6	3.9	1.4	1.3
11	0.1	0.1	1.4	0.5	0.6	0.2	2.6	0.5	0.6
CM	-	-	-	-	-	-	-	-	-
rtn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.1	0.3	0.4	0.05	0.2	0.1	1.9	0.07	0.1
Z	-	-	-	0.2	0.03	-	0,03	0.02	0.03
c	-	-	-	0.5	0.6	0.1	-	0.4	0.6
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
al	46.3	48.3	23.0	41.8	44.6	47.0	22.4	42.7	41.9
fm	3.8	2.4	41.6	18.0	11.9	6.1	39.7	15.6	17.7
c	6.3	7.8	25.4	6.1	9.2	10.9	27.4	19.3	16.7
alk	43.6	41.6	10.0	34.2	34.4	36.0	10.5	22.5	23.7
s1	408.1	403.0	132.2	497.8	379.4	430.5	120.1	347.4	442.3
ti	0.2	0.2	1.4	1.2	1.2	0.3	2.6	0.9	1.3
p	0.14	0.28	0.17	0.05	0.22	0.07	0.84	0.06	0.15
h	7.4	8.3	4.6	14.8	6.8	5.7	9.7	6.8	9.1
k	0.39	0.41	0.16	0.17	0.40	0.14	0.23	0.13	0.17
■»g	0.15	-	0.58	0.49	0.32	0.31	0.58	0.33	0.36
s1'	154.8	156.1	152.8	141.9	153.1	151.3	151.4	151.8	143.1
qz	253.3	246.9	-20.6	356.0	226.3	279.2	-31.3	195.6	299.2
c/fn	1.66	3.32	0.61	0.34	0.77	1.77	0.69	1.24	0.94
w	0.22	0.19	0.42	0.41	0.41	0.41	0.30	0.34	0.34

Tab. A IVb2s C.I.P.W.-Normminerale & N1gg1-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.
Tab. A IVb2: C.I.P.W. normminerals & Nigg1-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

	gnaCAF) 1-7 syeni- tisch	gna(AF) 1-8 grani- tisch	gna(AF) 1-9 grani- tisch	gna(AF) 1-11 grani- tisch	gna(AF) 1-14 grani- tisch	gna(AF) 1-15 grani- tisch	gna(AF) 1-83 grano- diori- tisch	gna(AF) 1-83A monzo- nitisch	gna(AF) 1-106 qz-mon- zon1- tisch
S1O2 (%)	61.15	69.95	73.55	68.11	66.95	66.77	60.50	72.60	66.14
A1 2°3	18.65	14.63	13.83	14.62	14.81	14.19	16.06	14.51	16.03
sumFe₂O₃	3.42	2.57	1.45	2.80	3.26	3.25	5.34	1.67	4.16
MgO	0.87	0.81	0.43	1.03	1.63	1.55	2.63	0.59	1.01
CaO	1.85	1.51	0.97	2.11	2.29	2.54	4.26	1.66	2.71
Na₂O	7.05	4.87	4.27	4.37	4.83	4.43	4.95	4.59	4.81
K₂O	3.31	3.47	3.99	4.05	3.44	3.80	2.82	3.39	3.54
TK>2	0.74	0.47	0.20	0.44	0.47	0.50	0.85	0.25	0.52
P_A	0.17	0.17	0.06	0.19	0.28	0.29	0.54	0.07	0.19
MnO	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06	0.07	0.11	0.02	0.05
HjÖ*	1.35	0.93	0.81	1.15	1.66	1.85	1.57	0.48	0.38
C<>2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98.62	99.42	99.58	98.88	99.69	99.96	99.64	99.83	99.53
R 1	701	2051	2413	1966	1855	1896	1465	2318	1755
R 2	607	489	396	564	617	627	901	492	655
Sc (ppm)	5	2	-	2	3	10	11	1	3
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	12
Ni	4	4	3	7	14	12	17	3	14
Cu	13	8	6	9	6	9	10	6	9
Zn	56	39	28	43	40	53	67	23	53
Ga	18	20	16	19	18	21	21	18	22
Rb	57	119	100	73	90	90	71	88	69
Sr	544	344	347	535	543	655	1006	289	688
Y	16	50	11	14	15	13	19	7	7
Zr	481	232	128	159	179	149	241	114	188
Nb	16	40	14	19	31	37	35	5	11
Mo	-	1	1	1	1	1	-	-	7
Sn	-	9	-	-	-	-	1	1	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	2579	898	1603	1316	1160	1316	1199	857	1657
Hf	5	4	5	4	5	3	5	5	5
Ta	3	4	4	5	5	4	1	1	-
Pb	42	38	45	30	25	27	27	27	27
Th	9	17	8	8	15	17	14	14	14
U	1	3	4	2	5	6	-	-	-
Na20HC₂O Z	10.36	8.43	8.26	8.42	8.27	8.23	7.77	7.98	8.35
Na₂O/K₂O	2.13	1.40	1.07	1.08	1.40	1.17	1.76	1.35	1.36
K/Ba	10.7	32.1	20.7	25.3	24.6	24.0	19.1	32.8	17.1
K/Rb	482	242	331	461	317	351	330	320	426
Rb/Sr	0.10	0.35	0.29	0.14	0.17	0.14	0.07	0.30	0.10
Zr/Nb	30.1	5.8	9.1	8.4	5.8	4.0	6.9	22.8	17.1
Ba/Rb	45.2	7.5	16.0	18.0	12.9	14.9	16.9	9.7	24.0
Ba/Nb	161.2	22.5	114.5	69.3	37.4	35.6	34.3	171.4	150.6
Ni/Co	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2

Tab. A IVc1: Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente. Erklärungen stehe unterhalb Tab. A IVa2.

Tab. A IVc1: Geochemical analyses - major and trace elements. Explanations see below tab. A IVa2.

	gna(AF) 1-7 syeni- tisch	gna(AF) 1-8 grani- tisch	gna(AF) 1-9 grani- tisch	gna(AF) 1-11 grani- tisch	gna(AF) 1-14 grani- tisch	gna(AF) 1-15 grani- tisch	gna(AF) 1-83 grano- diori- tisch	gna(AF) 1-83A «onzo- nitisch	gna(AF) 1-106 qz-mon- zoni- tisch
Q	1.8	23.8	30.4	21.2	18.6	19.2	9.3	28.2	17.1
Or	19.6	20.5	23.6	23.9	20.3	22.5	16.7	20.0	20.9
Ab	59.7	41.2	36.1	37.0	40.9	37.5	41.9	38.8	40.7
An	8.9	6.8	5.0	8.3	8.6	7.6	13.3	8.1	11.7
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	0.6	0.6	1.6	2.2	-	0.5
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	3.3	3.0	1.7	3.7	5.5	5.8	8.3	2.2	4.1
Mt	2.0	1.5	0.9	1.7	1.9	1.6	3.5	1.0	2.7
11	1.4	0.9	0.4	0.8	0.9	1.0	1.6	0.5	1.0
CH	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.4	0.4	0.1	0.5	0.7	0.7	1.3	0.2	0.5
Z	0.09	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05
c	0.2	0.4	0.7	-	-	-	-	0.3	-
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
al	42.2	42.2	45.9	40.1	37.8	36.7	32.8	44.6	39.2
fm	15.1	15.6	9.9	17.1	21.3	21.2	27.9	11.2	19.4
c	8.3	8.3	6.5	11.1	11.1	12.6	16.5	9.7	12.7
alk	34.4	33.9	37.7	31.7	29.8	29.5	22.9	34.5	28.7
s1	234.9	342.2	414.4	316.9	289.8	293.3	209.8	378.8	274.3
tl	2.1	1.7	0.9	1.5	1.5	1.7	2.2	1.0	1.6
p	0.28	0.35	0.14	0.37	0.51	0.54	0.79	0.15	0.33
h	17.3	15.2	15.2	17.9	24.0	27.1	18.2	8.4	5.3
k	0.24	0.32	0.38	0.38	0.32	0.36	0.27	0.33	0.33
■g	0.33	0.38	0.36	0.42	0.49	0.48	0.49	0.41	0.32
si*	169.0	154.3	151.7	153.8	154.9	152.6	158.0	153.6	158.5
q*	66.0	187.9	262.7	163.1	135.0	140.8	51.8	225.2	115.8
c/fm	0.55	0.53	0.65	0.65	0.52	0.59	0.59	0.86	0.65
V	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	0.34	0.45	0.41	0.44

Tab. A IVc2: C.KP.W.-Normminerale & N1ggl i-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.
Tab. A IVc2: C.I.P.W. normminerals & Niggli i-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

	gg 509-3 Tonal 1t	gg 512-1 Diorlt	gg 520-1 Tonal 1t	gg*, M 10 Gabbro- Diorlt	gp 1-37 Tonal 1t	gp 1-38 Granit	gp 1-38A Granit	gp 1-388 Tonal 1t	gp 1-61 Granit
S1O2 (%)	66.92	63.28	65.24	56.34	64.85	70.12	70.02	64.83	71.12
Al²⁺³	15.60	16.53	16.66	15.27	16.22	14.75	14.76	15.85	14.00
suM Fe Qj	3.91	5.14	4.63	8.14	5.47	2.55	2.63	4.72	2.32
MgO	2.34	3.40	2.11	4.06	1.84	0.73	0.77	1.69	0.80
CaO	3.19	5.02	4.19	6.92	3.47	2.05	1.93	3.39	1.65
Na₂O	4.40	4.21	4.49	4.42	4.36	4.23	4.24	4.32	3.90
K₂O	3.27	2.30	2.30	2.18	3.49	3.92	4.05	3.64	4.47
TiO₂	0.47	0.50	0.53	1.02	0.67	0.34	0.34	0.65	0.32
P²⁺⁵	0.14	0.20	0.18	0.32	0.21	0.11	0.11	0.20	0.10
MnO	0.06	0.09	0.07	0.11	0.09	0.04	0.05	0.09	0.04
HgO*	0.45	0.49	0.45	0.34	0.42	0.80	0.77	0.37	0.75
CO₂	n.a.	n.a.	n.a.	1.26	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100.75	101.16	100.84	99.86	101.08	99.61	99.64	99.75	99.81
R 1	2022	2052	2093	1439	1810	2185	2143	1803	2245
R 2	763	1030	879	1246	781	545	534	755	490
Sc (ppm)	4	9	10	n.a.	6	3	2	9	4
Co	11	13	14	n.a.	10	-	-	-	-
Ni	41	49	19	n.a.	15	4	4	9	9
Cu	18	11	10	n.a.	15	11	5	15	9
Zn	57	64	67	n.a.	65	40	43	69	36
Ga	21	21	21	n.a.	21	21	22	20	18
Rb	73	55	61	n.a.	112	125	121	112	122
Sr	732	699	720	n.a.	555	481	467	486	328
Y	9	15	14	n.a.	20	13	13	23	12
Zr	144	142	181	n.a.	237	155	159	259	152
Nb	7	6	6	n.a.	18	15	16	25	15
No	6	2	2	n.a.	5	6	1	1	1
Sn	-	-	-	n.a.	-	2	-	-	-
Cs	-	-	2	n.a.	-	1	-	-	-
Ba	1254	1065	1077	n.a.	1202	1274	1176	1295	1277
Hf	3	3	5	n.a.	4	3	4	2	2
Ta	2	1	2	n.a.	1	2	4	4	3
Pb	36	22	23	n.a.	23	30	33	25	36
Th	6	7	8	n.a.	15	18	17	15	21
U	2	2	1	n.a.	6	7	7	5	8
Na OHC/) %	7.67	6.51	6.79	6.60	7.85	8.15	8.29	7.96	8.37
Na₂O/K₂O	1.35	1.83	1.95	2.03	1.25	1.08	1.05	1.19	0.87
K/Ba	21.6	17.9	17.7	n.a.	24.1	25.5	28.6	23.4	29.1
K/Rb	372	347	313	n.a.	259	260	278	270	304
Rb/Sr	0.10	0.08	0.08	n.a.	0.20	0.26	0.26	0.23	0.37
Zr/Nb	20.6	23.7	30.2	n.a.	13.2	10.3	9.9	10.4	10.1
Ba/Rb	17.2	19.4	17.7	n.a.	10.7	10.2	9.7	11.5	10.5
Ba/Nb	179.1	177.5	179.5	n.a.	66.8	84.9	73.5	51.7	85.1
Ni/Co	3.73	3.77	1.36	n.a.	1.50	-	-	-	-

Tab. A IVdli Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente. Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2 .
 Tab. A IVdl; Geochemical analyses - major and trace elements. Expl anat ions see below tab. A IVa2.

	gg 509-3 Tonal 1t	gg 512-1 Dior1t	gg 520-1 Tonal 1t	gg* M 10 Gabbro- Dior1t	gp 1-37 Tonal 1t	gp 1-38 Granit	gp 1-38A Granit	gp 1-38B Tonal 1t	gp 1-61 Granit
Q	17.7	13.8	17.1	5.4	14.1	24.7	24.1	15.3	26.3
Or	19.3	13.6	13.6	12.9	20.6	23.2	23.9	21.5	26.4
Ab	32.2	35.6	38.0	37.4	36.9	35.8	35.9	36.6	33.0
An	13.2	19.4	18.5	15.4	14.4	9.7	9.3	13.1	7.5
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	1.0	2.0	0.7	3.7	0.9	0.1	0.1	1.2	0.2
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	8.9	12.1	8.9	15.1	8.8	3.0	3.1	7.7	3.0
Mt	1.6	2.5	1.9	4.1	2.3	1.5	1.6	2.0	1.4
11	0.9	1.0	1.0	1.9	1.3	0.7	0.7	1.2	0.6
Cm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.3	0.5	0.4	0.8	0.5	0.3	0.3	0.5	0.2
Z	0.03	0.03	0.03	-	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc	-	-	-	2.9	-	-	-	-	-
al	35.9	32.7	36.4	26.2	35.7	42.1	41.9	36.3	41.8
fm	25.4	30.2	24.9	35.7	25.9	14.7	15.3	23.9	15.1
c	13.9	18.5	17.2	21.6	14.3	11.2	10.5	14.6	9.5
alk	24.8	18.6	21.6	16.5	24.1	32.0	32.3	25.3	33.6
s1	261.3	212.3	241.9	163.9	242.0	339.7	337.4	251.8	360.6
tl	1.4	1.3	1.5	2.2	1.9	1.2	1.2	1.9	1.2
P	0.23	0.28	0.28	0.39	0.33	0.23	0.22	0.33	0.21
h	5.9	5.5	5.6	3.3	5.2	12.9	12.4	4.8	12.7
k	0.33	0.26	0.25	0.24	0.34	0.38	0.39	0.36	0.43
«g	0.54	0.56	0.47	0.49	0.40	0.36	0.36	0.41	0.40
sr	156.9	158.5	159.2	154.3	159.0	154.2	154.4	157.3	152.0
qz	104.4	53.8	82.7	9.6	83.0	185.5	183.1	94.6	208.6
c/fm	0.55	0.61	0.69	0.60	0.65	0.76	0.69	0.61	0.63
w	0.29	0.33	0.29	0.35	0.29	0.41	0.41	0.29	0.41

Tab. A IVd2; C.I.P.W.-Normminerale & N1gg*11-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.

Tab. A IVd2; C.I.P.W. normminerals & N1gg11-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

	gr 546-1 Granit	gr 1-2 Granit	gr R41A Alk- Granit	ZP Alk- Granit	rc 535-12 Syenit	rc 535-13 Syenit	rc 535-17 Quarz- Syenit	rc M 5* Syenit	rc M 6* (kiarz- Syenit	rc * M 7 Syenit	rc M 8* Syenit
S10₂ (%)	72.78	74.22	75.98	71.08	63.43	63.10	68.42	66.62	66.92	63.78	63.44
A1 2°3	13.43	13.47	12.83	11.46	17.75	17.38	14.75	15.50	16.60	17.14	15.40
sum Fe₂O₃	2.48	1.97	1.24	5.54	4.17	4.21	3.64	4.52	3.68	5.21	7.08
MgO	0.52	0.34	0.07	-	0.23	0.23	0.34	0.28	0.11	0.42	0.32
CaO	1.07	0.92	0.46	0.76	0.69	0.69	0.40	0.88	0.56	1.00	0.78
Na₂O	3.98	4.13	4.29	5.19	6.45	6.51	6.10	6.46	6.59	6.78	7.37
K₂O	5.11	5.13	4.70	4.78	5.32	5.37	4.76	4.93	3.49	4.51	4.76
T1O2	0.38	0.28	0.05	0.38	0.57	0.57	0.44	0.34	0.30	0.72	0.68
P₂O₅	0.09	0.06	0.03	0.05	0.12	0.12	0.08	0.08	0.11	0.18	0.08
MnO	0.07	0.05	0.04	0.05	0.45	0.45	0.10	0.10	0.09	0.17	0.18
H₂O*	0.50	0.36	0.34	0.71	1.68	0.77	0.61	0.50	1.27	0.38	0.30
CÜ2	n.a.	n.a.	n.a.	-	n.a«	n.a.	n.a.	-	-	-	-
Total	100.42	100.93	100.02	99.93	99.80	99.37	99.62	99.97	99.68	100.08	100.07
R 1	2178	2231	2697	1623	577	523	1179	871	1199	642	301
R 2	402	380	305	303	433	426	350	414	392	464	402
Sc (ppm)	1	2	-	n.a.	3	3	7	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Co	7	6	6	n.a.	6	4	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	11	10	7	n.a.	4	4	8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	1	1	2	n.a.	4	5	2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	36	29	43	n.a.	78	104	157	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ga	26	25	26	n.a.	29	25	26	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	225	248	315	n.a.	80	59	88	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	152	128	25	n.a.	76	205	58	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	34	23	37	n.a.	25	21	49	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr	283	229	93	n.a.	418	243	682	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	55	51	44	n.a.	74	54	93	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	5	10	4	n.a.	1	2	3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	5	1	7	n.a.	1	-	6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	1	2	6	n.a.	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	556	441	83	n.a.	214	813	509	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hf	9	9	7	n.a.	9	6	16	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	3	3	2	n.a.	8	6	5	n.a.	n.a.	n.a«	n.a.
Pb	22	27	45	n.a.	10	8	13	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Th	25	46	36	n.a.	8	6	11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
U	6	16	15	n.a.	1	1	3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
N₂OHC₂S	9.09	9.26	8.99	9.97	11.77	11.88	10.86	11.39	10.08	11.27	12.13
Na₂/K₂O	0.78	0.81	0.91	1.09	1.21	1.21	1.28	1.31	1.89	1.50	1.55
K/Ba	76	97	470	n.a.	206	55	78	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K/Rb	189	172	124	n.a.	552	756	449	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Rb/Sr	1.5	1.9	12.6	n.a.	1.1	0.29	1.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr/»	5.1	4.5	2.1	n.a.	5.7	4.5	7.3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba/Rb	2.5	1.8	0.3	n.a.	2.7	13.8	5.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a«
Ba/Nb	10.1	8.6	1.9	n.a.	2.9	15.1	5.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a«
Ni/Co	1.6	1.7	1.2	n.a.	0.67	1.0	2.0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Tab. A IVel: Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente. Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2.

Tab. A IVel: Geochemical analyses - major and trace elements. Explanat ions see below tab. A IVa2.

	gr 546-1 Granit	gr 1-2 Granit	gr R41A Alk- Granit	grj M 4 Alk- Granit	rc 535-12 Syenit	rc 535-13 Syenit	rc 535-17 Quarz- Syenit	rc M 5 * Syenit	rc M 6 * Quarz- Syenit	rc M 7 * Syenit	rc M 8 » Syenit
Q	26.9	28.0	31.9	24.5	2.8	2.0	13.7	8.4	14.2	5.1	1.7
Or	30.2	30.3	27.8	28.3	31.4	31.7	28.1	29.1	20.6	26.6	28.1
Ab	33.7	35.0	36.3	32.4	54.6	55.1	49.4	52.3	55.8	27.2	52.7
An	3.7	3.1	1.9	-	2.7	2.3	-	-	2.1	3.1	-
He	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	10.2	-	-	2.0	2.1	-	-	8.5
Wo	0.5	0.5	0.1	1.4	-	0.2	0.7	1.6	-	0.3	1.4
Fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	2.4	1.7	0.6	-	3.1	3.2	2.2	3.1	0.3	1.1	4.6
Ht	1.5	1.2	0.9	0.4	2.5	2.5	1.2	2.1	0.8	3.9	1.4
Il	0.7	0.5	0.1	0.7	1.1	1.1	0.8	0.7	0.6	1.4	1.3
Cm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ita	-	-	-	1.3	-	-	-	-	2.7	0.7	-
Ap	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2
Z	0.06	0.05	0.02	-	0.1	0.05	0.1	-	-	-	-
c	-	-	-	-	0.4	-	-	-	1.3	-	-
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
al	41.8	43.4	46.4	34.0	42.3	41.5	41.5	39.1	44.5	39.9	34.8
fm	14.2	11.1	6.6	21.2	15.6	15.8	13.7	16.7	13.7	18.5	22.9
c	6.3	5.6	3.1	4.1	3.1	3.2	2.2	4.0	2.7	4.2	3.2
alk	37.6	39.8	44.0	40.7	39.0	39.5	42.7	40.2	39.2	37.3	39.1
s1	384.8	406.1	466.6	358.0	256.5	255.8	326.2	284.9	304.1	252.2	243.5
tl	1.5	1.2	0.20	1.4	1.7	1.7	1.6	1.1	1.0	2.1	2.0
p	0.20	0.14	0.08	0.11	0.21	0.20	0.16	0.14	0.21	0.30	0.13
h	8.8	6.6	7.0	11.9	22.7	10.4	9.7	7.1	19.3	5.0	3.8
k	0.46	0.45	0.42	0.38	0.35	0.35	0.34	0.33	0.26	0.31	0.30
•g	0.29	0.25	0.10	-	0.09	0.09	0.18	0.11	0.05	0.13	0.08
sl*	151.6	152.2	149.7	147.1	168.8	166.9	157.7	161.2	163.0	166.2	162.3
qz	233.3	253.9	316.9	210.8	87.7	89.0	168.5	123.6	141.2	86.0	81.2
c/fm	0.44	0.50	0.46	0.19	0.20	0.20	0.16	0.24	0.20	0.23	0.14
w	0.41	0.41	0.52	0.92	0.41	0.41	0.49	0.47	0.88	0.64	0.54

Tab. A IVe2: C.I.P.W.-Normminerale & Niggli-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.

Tab. A IVe2: C.I.P.W. normminerals & Niggli-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

	vb 1-29 Olivin- Basalt u.s.	vt 1-33 Trachy- Phono- 11t	vt 1-34 Trachy- Phono- 11t	vt 1-35 Trachyt	vt 1-36 Trachy- Phono- 11t	vt 1-60 Trachyt	vt 1-105 Trachyt
8102 (%)	45.53	56.33	56.85	59.50	59.82	63.14	59.50
A ¹ 2°3	13.33	18.02	17.57	17.39	17.39	15.95	17.50
sun Fe ₂ O ₃	14.31	5.50	5.56	6.12	5.92	5.55	6.25
HgO	10.99	0.67	0.41	0.43	0.13	0.08	0.43
CaO	10.16	1.11	1.28	1.23	1.20	0.75	1.75
Na ₂ O	2.06	5.93	7.04	6.06	6.39	6.65	5.73
K ₂ O	0.67	5.18	4.65	5.38	5.42	4.96	5.58
TiO ₂	2.52	0.08	0.11	0.26	0.26	0.20	0.22
P 2°5	0.34	0.04	0.03	0.12	0.08	0.02	0.11
MnO	0.18	0.45	0.43	0.27	0.25	0.22	0.21
H ₂ O ⁺	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
(x)2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100.08	9330	93.91	96.75	96.87	97.48	99*42
R 1	1721	294	57	392	293	540	460
R 2	1894	506	502	494	476	395	552
Sc (ppa)	25	1	2	6	4	2	5
Co	64	8	8	9	8	7	13
Ni	266	8	9	5	6	7	5
Cu	81	<15	<15	<15	<15	<15	8
Zn	112	495	470	218	206	201	181
Ga	18	48	47	31	31	41	26
Rb	12	329	309	173	165	279	114
Sr	565	100	118	71	35	24	62
Y	24	106	103	46	44	58	50
Zr	118	3139	3005	1457	1254	1898	1453
Nb	30	617	603	272	236	304	182
Mo	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-
Cs	1	4	4	1	1	7	1
Ba	730	<150	<150	<150	<150	<150	214
Hf	3	62	58	27	21	38	17
Ta	2	42	37	15	8	17	10
Pb	<5	47	46	18	17	40	42
Th	<5	86	83	27	27	39	24
U	1	22	21	7	7	8	6
Na ₂ O*K ₂ O %	2.73	11.11	11.69	11.44	11.81	11.61	11.31
Na ₂ O/K ₂ O	3.08	1.14	1.51	1.13	1.18	1.34	1.03
K/Ba	7.6	-	-	-	-	-	216
K/Rb	464	131	125	258	273	148	406
Rb/Sr	0.02	3.3	2.6	2.4	4.7	11.6	1.8
Zr/Nb	3.9	5.1	5.0	5.4	5.3	6.2	8.0
Ba/Rb	61	-	-	-	-	-	1.9
Ba/Nb	24	-	-	-	-	-	1.2
Ni/Co	4.2	1.0	1.1	0.56	0.75	1.0	0.38

Tab. A IVf1; Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente. Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2.
 Tab. A IVf1; Geochemical analyses - major and trace elements. Explanat ions see below tab. A IVa2.

	vb 1-29 Olivin- Basalt u. s.	vt 1-33 Trachy- Phono- 11t	vt 1-34 Trachy- Phono- 11t	vt 1-35 Trachyt	vt 1-36 Trachy- Phono- 11t	vt 1-60 Trachyt	vt 1-105 Trachyt
Q	-	-	-	0.63	-	3.8	1.1
Or	4.0	30.6	27.5	31.8	32.0	29.3	33.0
Ab	17.4	47.9	48.8	51.3	52.9	54.4	48.5
An	25.2	5.3	2.6	4.4	2.8	-	5.6
Ne	-	1.3	5.8	-	0.6	-	-
Ac	-	-	-	-	-	1.7	-
Wo	-	-	-	0.4	-	1.5	1.0
Fo	8.6	1.2	0.2	-	0.01	-	-
Fa	2.2	0.3	0.2	-	0.02	-	-
DI	18.7	-	3.0	-	2.3	-	-
Hy	9.9	-	-	1.5	-	2.6	1.1
Mt	7.8	5.5	5.1	5.7	5.2	3.4	1.3
11	4.8	0.2	0.2	0.5	0.5	0.4	0.4
CM	0.07	-	-	-	-	-	-
Hn	-	-	-	-	-	-	-
Ap	0.8	0.1	0.07	0.3	0.2	0.05	0.3
Z	0.03	0.6	0.6	0.3	0.3	0.4	0.3
c	-	0.7	-	-	-	-	-
Cc	-	-	-	-	-	-	-
al	16.2	40.2	38.8	38.9	39.3	38.7	38.4
f«	56.2	20.9	19.3	20.8	18.7	18.5	20.6
c	22.6	4.6	5.2	5.1	5.0	3.3	7.1
aIk	5.0	34.3	36.7	35.3	37.0	39.6	34.0
s1	93.6	213.4	213.0	225.7	229.6	260.1	221.6
t1	3.9	0.23	0.31	0.74	0.75	0.62	0.62
p	0.30	0.06	0.05	0.19	0.13	0.03	0.17
h	-	-	-	-	-	-	-
k	0.18	0.36	0.30	0.37	0.36	0.33	0.39
«g	0.60	0.18	0.12	0.12	0.04	0.03	0.12
sl*	143.1	163.7	164.0	164.5	165.1	161.3	165.0
qz	-49.5	49.7	48.9	61.2	64.5	98.8	56.7
c/fm	0.40	0.22	0.27	0.24	0.27	0.18	0.34
w	0.38	0.69	0.64	0.64	0.61	0.53	0.93

Tab. A IVf2: C.I.P.W.-Normminerale & NiggII-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.
Tab. A IVf2: C.I.P.W. normminerals & NiggI1-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

	vt* M 9 Phono- 11t	vl M 11 Mugea- rit	vb M 12 Alk- Basalt	vr B/R 1 Qz- Latit	* B/R 2 Phono- 11t	vr B/R 3 Qz- Latit	vr B/R 4 Rhyo- dacit	n B/R 5 Phono- 11t
S102 «)	57.68	52.56	46.30	62.82	53.70	64.55	65.78	53.06
Al2O3	20.32	17.12	14.82	16.95	17.77	17.25	14.99	17.86
sua F02*3	2.94	9.11	13.37	5.34	7.61	3.58	7.18	8.20
MgO	0.14	2.76	6.35	2.44	4.11	1.94	2.33	3.00
CaO	1.00	6.92	9.58	2.54	3.46	2.46	1.54	4.30
Na2O	8.95	5.06	3.59	5.39	7.85	5.04	4.31	8.07
K2O	5.43	2.22	1.20	2.60	3.08	4.04	2.22	3.37
TiO2	0.24	2.20	2.72	0.79	1.11	0.38	1.08	0.72
PA	0.09	0.46	0.46	0.14	0.17	0.19	0.14	0.20
MnO	0.33	0.11	0.13	0.08	0.10	0.10	0.09	0.11
HjÖ*	3.17	0.60	1.57	0.86	1.31	0.66	0.92	1.22
CO?	-	1.50	-	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100.17	100.05	99.30	99.58	99.72	100.03	100.28	99.61
R 1	-684	906	1114	1511	-147	1468	2129	-341
R 2	489	1216	1633	725	923	698	575	930
Rb (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	180	n.a.	n.a.	170	n.a.
Y	n.a.	n.a.	n.a.	20	n.a.	n.a.	20	n.a.
Zr	n.a.	n.a.	n.a.	1210	n.a.	n.a.	1300	n.a.
Nb	n.a.	n.a.	n.a.	550	n.a.	n.a.	430	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	5	n.a.	n.a.	15	n.a.
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	10	n.a.	n.a.	10	n.a.
Na OtKoo%	14.38	7.28	4.79	7.99	10.93	9.08	6.53	11.44
Naoo/Koo	1.65	2.28	2.99	2.07	2.55	1.25	1.94	2.39
K/Rb	n.a.	n.a.	n.a.	120	n.a.	n.a.	108	n.a.
Zr/Nb	n.a.	n.a.	n.a.	2.20	n.a.	n.a.	3.02	n.a.
Nb/Y	n.a.	n.a.	n.a.	27.5	n.a.	n.a.	21.5	n.a.
Q	-	1.8	-	11.2	-	11.9	25.8	-
Or	32.8	13.8	7.1	15.4	18.2	23.9	13.1	19.9
Ab	38.8	42.8	27.0	45.6	36.4	42.7	36.5	31.8
An	-	17.4	20.8	11.7	4.2	11.0	6.7	2.6
Ne	19.8	-	1.8	-	16.2	-	-	19.8
Ac	1.8	-	-	-	-	-	-	-
Wo	1.8	1.8	-	-	-	-	-	-
Fo	-	-	6.1	-	5.1	-	-	2.1
Fa	-	-	1.8	-	3.1	-	-	1.3
Di	-	-	18.9	-	9.7	-	-	14.3
Hy	1.5	7.4	-	9.6	-	5.5	5.8	-
Ht	1.9	6.8	8.0	2.4	3.1	2.8	5.8	5.0
Il	0.5	4.8	5.2	1.5	2.1	0.7	2.1	1.4
Cm	-	-	-	-	-	-	-	-
Hm	-	-	-	-	-	-	0.2	-
Ap	0.8	1.1	1.1	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4
Z	-	-	-	0.2	-	-	0.3	-
C	-	-	-	1.0	-	0.6	3.0	-
Cc	-	3.4	-	-	-	-	-	-
al	42.9	28.9	20.4	36.6	29.3	39.2	35.3	29.4
fm	9.7	31.7	45.8	28.3	33.4	21.9	35.8	30.0
c	3.8	21.3	23.9	10.0	10.4	10.2	6.6	12.9
alk	43.5	18.1	9.9	25.2	26.8	28.8	22.4	27.8
st	206.9	150.7	108.0	230.0	150.5	248.9	262.8	148.1
t1	0.65	4.7	4.8	2.2	2.3	1.1	3.3	1.5
P	0.14	0.56	0.45	0.22	0.20	0.31	0.24	0.21
h	37.9	5.7	12.2	10.5	12.2	8.5	12.3	11.4
k	0.29	0.22	0.18	0.24	0.21	0.35	0.25	0.22
g	0.08	0.37	0.48	0.47	0.51	0.51	0.39	0.42
st*	180.1	161.0	15.3	161.2	168.0	163.2	153.7	168.9
q*	26.7	-10.3	-42.3	68.8	-17.6	85.7	109.2	-20.8
c/f«	0.40	0.67	0.52	0.35	0.31	0.46	0.18	0.43
v	0.60	0.49	0.41	0.31	0.28	0.55	0.59	0.42

Tab- A IVgi Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente» C.I -P.W.-Normminerale» N1gg11-Werte, Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2.

Tab. A IVg: Geochemical analyses - major and trace elements» C.I.P.W. normminerals» Nigg11-values. Explanations see below tab. A IVa2.

	vr B/R 6* Qz- Latit	vr * B/R 7 Rhyo- dacit	vt * B/R 8 * Trachyt	* * B/R 9 Phono- lit	vr * B/R 10 Dactit	vr * B/R 11 Qz- Latit	vr * B/R 12 * Qz- Latit	vr * B/R 13 * Rhyo- dacit
SiO ₂ (%)	60.00	66.75	60.22	53.10	64.80	64.04	62.13	65.66
Al ₂ O ₃	16.45	15.66	16.88	18.22	16.69	16.64	17.75	15.25
sum F@2@3	7.91	3.43	6.46	8.25	4.95	3.79	4.66	4.87
MgO	3.55	2.42	3.44	3.55	2.11	2.62	2.66	2.69
CaO	2.42	3.37	2.15	2.46	2.84	2.61	2.83	2.54
Na ₂ O	5.28	2.68	6.15	7.36	5.16	5.56	5.28	3.99
K ₂ O	2.51	3.37	3.08	5.38	2.22	3.17	2.75	3.13
TiO ₂	0.72	0.68	0.72	0.68	0.54	0.54	0.66	0.59
P ₂ O ₅	0.20	0.17	0.19	0.18	0.20	0.20	0.20	0.18
MnO	0.10	0.08	0.11	0.09	0.08	0.10	0.11	0.09
H ₂ O*	1.08	1.36	1.12	0.88	0.87	1.00	0.99	0.72
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.48	99.80	99.93	99.60	100.13	100.08	99.90	99.52
R 1	1320	2605	929	-555	1820	1444	1501	2089
R 2	758	788	732	797	736	735	783	704
Rb (ppa)	160	n.a.	n.a.	180	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y	20	n.a.	n.a.	20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr	1470	n.a.	n.a.	780	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb	460	n.a.	n.a.	230	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	5	n.a.	n.a.	10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ta	10	n.a.	n.a.	10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Na ₂ O+K ₂ O %	7.79	6.06	9.23	12.74	7.38	8.73	8.03	7.11
Na ₂ O/K ₂ O	2.10	0.80	2.00	1.37	2.32	1.75	1.95	1.27
K/Rb	120	n.a.	n.a.	248	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zr/Nb	3.2	n.a.	n.a.	3.4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb/Y	23.0	n.a.	n.a.	11.5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Q	7.7	27.7	1.9	-	16.2	10.4	10.4	21.5
Or	14.8	19.9	18.2	31.8	13.1	18.7	16.3	18.5
Ab	44.7	22.7	52.0	23.0	43.7	47.1	44.7	33.8
An	10.7	15.6	9.4	0.8	12.8	11.1	12.7	11.4
Ne	-	-	-	21.3	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	0.03	-	-	0.2	-	-
Fo	-	-	-	4.5	-	-	-	-
Fa	-	-	-	3.3	-	-	-	-
Di	-	-	-	8.4	-	-	-	-
Hy	13.1	6.6	12.1	-	8.5	7.4	9.3	6.7
Mt	4.6	2.4	3.6	4.0	2.5	2.7	2.4	4.1
Il	1.4	1.3	2.1	1.3	1.0	1.0	1.3	1.1
Cm	-	-	-	-	-	-	-	-
Hm	-	-	-	-	-	-	-	0.2
Ap	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4
Z	0.3	-	-	0.2	-	-	-	-
C	1.1	1.9	-	-	1.1	-	1.4	1.1
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-
al	32.0	38.7	32.9	30.2	37.5	36.5	37.5	35.5
fn	37.3	26.2	33.3	32.6	26.4	25.5	27.1	30.6
c	8.6	15.2	7.6	7.4	11.6	10.4	10.9	10.8
alk	22.2	19.9	26.2	29.8	24.5	27.6	24.6	23.2
si	197.8	280.0	199.0	149.5	247.0	238.5	223.1	259.3
tl	1.8	2.1	1.8	1.4	1.6	1.5	1.8	1.8
p	0.28	0.30	0.27	0.21	0.32	0.32	0.30	0.30
h	11.9	19.0	12.4	8.3	11.1	12.4	11.8	9.5
k	0.24	0.45	0.25	0.32	0.22	0.27	0.26	0.34
mg	0.47	0.58	0.51	0.46	0.45	0.57	0.52	0.52
si*	159.6	153.9	162.9	171.0	159.9	161.3	163.6	154.4
qz	38.3	126.2	36.1	-21.5	87.2	77.1	59.5	104.9
c/fn»	0.23	0.58	0.23	0.23	0.44	0.41	0.40	0.35
w	0.40	0.48	0.39	0.33	0.34	0.50	0.36	0.61

Tab. A IVh: Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente, C.I.P.W.-Normminerale, NiggII-Werte. Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2.

Tab. A IVh: Geochemical analyses - major and trace elements, C.I.P.W. normminerals, NiggII-values. Explanations see below tab. A IVa2.

	vb 2-1 Basanit	vb 2-2 Basanit	vb 2-3 Basanit	vb 2-4 Basanit	vb 2-5 Alk- Basalt	vI 2-6 Phono- Tephrit	vb 2-7 Tephrit	vI 2-8 Phono- Tephrit	vI 2-9 Phono- Tephrit	vb 2-10 Basanit	vb 2-11 01- Basalt u. s.
S102 (X)	42.54	42.65	42.45	44.89	44.44	46.31	45.01	45.89	46.15	45.16	46.19
A1 2°3	10.73	11.35	10.85	12.68	11.41	16.34	14.81	15.41	16.12	12.89	11.39
sum Fe Oj	13.50	13.71	13.59	12.53	12.72	10.79	12.15	11.49	11.07	12.59	12.94
Mgo	15.50	14.02	14.84	8.01	10.76	3.23	4.81	3.52	3.33	7.45	12.34
CaO	10.05	9.92	10.19	10.61	10.51	7.99	9.67	3.35	8.07	10.61	9.22
Na₂O	2.72	2.64	2.72	3.05	2.54	4.62	4.00	3.74	4.91	3.18	2.38
K₂O	1.12	1.31	1.13	1.89	1.69	2.63	2.29	3.02	2.57	1.82	1.39
T1Ü2	2.70	2.82	2.73	3.40	3.01	3.43	3.94	3.49	3.47	3.55	2.68
P 2°5	0.90	0.89	0.91	0.90	0.77	1.27	1.08	1.19	1.32	0.93	0.60
NnO	0.19	0.19	0.19	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.17
jj)*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
CO₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.94	99.50	99.61	98.10	98J)0	96.75	97.28	96.26	97.16	98.34	99.29
R 1	1198	1182	1187	1065	1267	471	638	646	365	1048	1514
R 2	2055	1980	2040	1782	1882	1336	1564	1370	1345	1758	1822
Sc (ppm)	20	21	20	18	19	5	11	8	5	18	20
Co	61	63	62	45	52	31	36	37	30	45	57
Ni	491	424	454	148	248	22	39	23	22	129	336
Cu	71	75	72	81	73	101	100	113	110	82	67
Zn	120	127	123	115	119	118	125	136	125	116	121
Ga	18	20	19	20	17	24	36	25	27	23	18
Rb	23	34	24	30	26	41	37	48	39	31	37
Sr	996	1255	1015	998	883	1286	1154	1210	1250	936	611
Y	30	30	30	30	27	35	34	34	36	31	26
Zr	20	170	203	187	171	219	217	239	228	202	188
Nb	68	68	70	74	64	105	89	107	104	75	51
No	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Ba	520	546	547	529	453	674	636	724	685	589	432
Hf	6	6	6	6	5	6	7	7	7	6	5
Ta	4	3	3	4	3	4	5	5	6	4	3
Pb	7	5	7	10	7	7	5	7	6	8	5
Th	6	6	8	6	5	6	<5	7	6	5	<5
U	2	2	2	2	1	2	2	2	2	1	1
Na₂O*K₂O %	3.84	3.95	3.85	4.49	4.23	7.25	6.29	6.76	7.48	5.00	3.77
Na₂O / K₂O	2.43	2.34	2.41	1.61	1.50	1.76	1.75	1.24	1.91	1.75	1.71
K/Ba	17.9	19.9	17.1	29.7	31.0	32.4	29.9	34.6	31.1	25.7	26.7
K/Rb	404	320	391	523	540	533	514	522	547	487	312
Rb/Sr	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06
Zr/H>	3.0	2.5	2.9	2.5	2.7	2.1	2.4	2.2	2.2	2.7	3.7
Ba/Rb	22.6	16.1	22.8	17.6	17.4	16.4	17.2	15.1	17.6	19.0	11.7
Ba/Nb	7.6	8.0	7.8	7.1	7.1	6.4	7.1	6.8	6.6	7.9	8.5
Ni/Co	8.1	6.7	7.3	3.3	4.8	0.71	1.1	0.64	0.73	2.9	5.9

Tab. A 1Yils Geochemische Analysen - Haupt- und Spurenelemente. Erklärungen siehe unterhalb Tab. A IVa2.

Tab- A IV11s Geochemical analyses - major and trace elements. Explanations see below tab. A IVa2.

	vb 2-1 Basanit	vb 2-2 Basanit	vb 2-3 Basanit	vb 2-4 Basanit	vb 2-5 Alk- Basalt	vl 2-6 Phono- Tephrit	vb 2-7 Tephrit	vl 2-8 Phono- Tephrit	vl 2-9 Phono- Tephrit	vb 2-10 Basanit	vb 2-11 01- Basalt u.s.
a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	6.6	7.7	6.7	11.2	10.0	15.5	13.5	17.9	15.2	10.8	8.2
Ab	6.9	9.7	7.3	16.0	14.8	25.3	18.7	24.4	24.1	18.9	20.1
An	13.8	15.3	14.1	15.3	14.7	16.1	15.7	16.3	14.4	15.5	16.3
Ne	8.7	6.9	8.5	5.3	3.7	7.5	8.2	3.9	9.5	4.3	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	20.5	18.1	19.3	7.4	11.5	2.8	3.4	2.1	2.8	6.0	15.6
Fa	5.9	4.1	5.7	2.5	2.5	1.9	1.5	0.4	2.0	1.3	5.1
DI	24.7	23.0	24.9	25.7	26.1	13.2	21.0	14.4	14.7	25.1	20.8
»y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0
Mt	4.8	6.5	4.9	5.4	6.5	4.5	5.3	7.1	4.3	6.8	4.8
11	5.1	5.4	5.2	6.5	5.7	6.5	7.5	6.6	6.6	6.7	5.1
CB	0.16	0.15	0.16	0.04	0.07	-	-	-	-	0.03	0.09
fei	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	2.1	2.1	2.2	2.1	1.8	3.0	2.6	2.8	3.1	2.2	1.4
Z	0.05	0.03	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
al	11.8	12.9	12.1	16.8	14.2	25.6	21.3	24.0	24.9	17.3	14.0
fB	61.9	60.0	60.9	48.2	54.3	34.7	40.1	37.1	35.2	47.0	58.7
c	20.2	20.7	20.7	25.8	24.0	23.3	25.7	24.2	23.2	26.1	20.7
alk	6.2	6.5	6.3	9.3	7.5	16.4	13.0	14.7	16.8	9.6	6.6
sl	78.6	81.5	79.5	100.5	93.7	123.2	109.7	121.5	121.0	102.5	95.8
t1	3.8	4.1	3.8	5.7	4.8	6.9	7.2	7.0	6.8	6.1	4.2
p	0.70	0.72	0.72	0.85	0.69	1.4	1.1	1.3	1.5	0.90	0.50
b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
k	0.21	0.25	0.21	0.29	0.30	0.27	0.27	0.35	0.26	0.27	0.28
»9	0.69	0.67	0.68	0.55	0.62	0.37	0.44	0.37	0.37	0.54	0.65
sl*	137.1	138.8	137.3	143.2	138.6	156.1	151.0	152.3	156.3	144.0	138.4
qz	-58.5	-57.4	-57.9	-42.7	-44.9	-33.0	-41.4	-30.9	-35.2	-41.6	-42.6
c/fm	0.33	0.34	0.34	0.54	0.44	0.67	0.64	0.65	0.66	0.56	0.35
w	0.24	0.33	0.25	0.30	0.35	0.29	0.30	0.42	0.27	0.37	0.25

Tab. A IV12: C.I.P.W.-Normminerale \$ Nfggl1-Werte (Abkürzungen s. Tab. A I). Erklärungen s. Tab. A IVa2.

Tab. A IV12: C.I.P.W. normminerals & Niggli-values (abbrev. s. tab. A I). Explanations s. tab. A IVa2.

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin - Technische Universität Berlin - Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A

Band 1 / Götz Knoche: Zur Stratigraphie und Petrographie paläozoischer Sedimente am Ostrand der Serra S. Bruno (Kalabrien, Süditalien). 67 S., 48 Abb., 3 Taf., 1977 DM 19,—.

Band 2 / Peter Eggert: Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und dem Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. 167 S., 38 Abb., 18 Taf., 1977 DM 35,—.

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 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 20 / Joachim Pohlmann (ed.): Festschrift MAX RICHTER - zum 80. Geburtstag - 235 S., 1980. DM 40,—.

Band 24 / Wolfgang Hermann-Degen: Eine Hexactinelliden-Fauna aus dem »Chalk« (Maastricht?, Paläozän) Südwest-Ägyptens. 29 S., 3 Abb., 1 Tab., 10 Taf., 1980.

Eberhard Klitzsch: Konzeption des geplanten Berliner Sonderforschungsbereiches »Geowissenschaftliche Probleme arider Gebiete«. 8 S., 1980. DM 24,—.

Band 27 / Michael Buchelt: Petrographische und geochemische Untersuchungen an drei Graniten im Nationalpark Bayerischer Wald. 70 S., 18 Abb., 12 Tab., 10 Taf., 1980.

Jan-Jürgen Göttner: Der Einfluß unterschiedlicher Umwehfaktoren auf Größenwachstum und Schalenbau bei Ostracoden. 47 S., 8 Abb., 6 Tab., 5 Taf., 1980.

Nigem el-Din Yusuf: Zur Geologie des großen Walsertals bei Buchboden. 16 S., 6 Abb., 1 Karte, 1980. DM 38,—.

Band 28 / Peter Dulski: Spurenanalyse als Hilfsmittel bei der geochemischen Untersuchung der Genese bolivianischer Sn-Lagerstätten. 79 S., 30 Abb., 37 Tab., 1980. DM 24,—.

Band 29 / Behruz Kaschavian: Korngrößenverteilung und Schwermineraführung in den Flußsanden der Ziller (Tirol/Österreich). 58 S., 11 Abb., 8 Tab., 3 Taf., 1 Karte, 1980. DM 29,—.

Band 30 / Resa H. M. Tehrani: Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Akapol-Batholithen im Zentral-Alborz/Iran. 71 S., 28 Abb., 16 Tab., 6 Taf., 1 Karte, 1980. DM 32,—.

Band 31 / Thomas Lindner: Korrelation lithofazieller und bodenmechanischer Eigenschaften von Sedimenten des Küstenholozäns der südlichen Nordsee mit multivariaten statistischen Methoden. 88 S., 44 Abb., 15 Tab., 8 Taf., 1980. DM 28,—.

Band 34 / Axel Kroker: Sedimentologische Untersuchungen im Bereich der Uranmineralisation Phu Wiang, Provinz Khon Kaen (NE-Thailand). 85 S., 34 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 1 Karte, 1981

Christian Schlag: Die magmatischen Gesteine in NE-Thailand und ihre Bedeutung als Quelle von Uranmineralisationen in Sandsteinen des Khorat-Plateaus. 70 S., 24 Abb., 28 Tab., 1 Taf., 1 Karte, 1981 DM 39,—.

Band 35 / Heinz Burger: Untersuchungen zur Klassifizierung von Gesteinsoberflächen auf Landsat-Aufnahmen mit Hilfe von Signatur- und Texturparametern. 102 S., 62 Abb., 15 Tab., 1981 DM 29,—.

Band 36 / Reynaldo Charrier: Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. 270 S., 202 Abb., 26 Tab., 1 Karte, 1981 DM 65,—.

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin — Technische Universität Berlin — Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A

Band 37 / Alain Spohn: Die ophiolithführenden Gesteine von West-Elba: Stratigraphie, Tektonik, Metamorphose. 124 S., 37 Abb., 7 Tab., 25 Taf., 1981. DM 56,—.

Band 38 / Ulf Thorweihe: Hydrogeologie des Dakhla Beckens (Ägypten). 53 S., 21 Abb., 5 Tab., 1980.
Mario Fay: Die marinen Sande des nordwestdeutschen Tertiärs. Schwerminerale, Liefergebiete, Verbreitung, Gliederungsmöglichkeiten. 90 S., 31 Abb., 10 Tab., 1980. DM 32,—.

* **Band 39 / Ronald Böttcher:** Die Abu Ballas Formation (Lingula Shale) (Apt?) der Nubischen Gruppe Südwest-Ägyptens. Eine Beschreibung der Formation unter besonderer Berücksichtigung der Paläontologie. 145 S., 52 Abb., 5 Tab., 17 Taf., 1982. DM 48,—.

* **Band 40 / Hans Bisewski:** Zur Geologie des Dakhla-Beckens (Südwest-Ägypten) — Sedimentologie und Geochemie der Nubischen Gruppe. 86 S., 20 Abb., 1982.
Eckart Schrank: Kretazische Pollen und Sporen aus dem »Nubischen Sandstein« des Dakhla-Beckens (Ägypten). 23 S., 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1982. DM 36,—.

Band 41 / Stefan Cramer: Zum Litoral-Bereich im gemäßigt-ariden Klima: Das Sebkh-Gourine-System, Süd-Tunesien. 105 S., 130 Abb., 7 Tab., 3 Karten, 1982.

Jürgen Hahn: Das Erscheinungsbild der Küstenversalzung im Raume Wittmund/Ostfriesland. 59 S., 18 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 1982.

Udo Köhler: Messung der richtungsabhängigen spektralen Reflexion von natürlichen Gesteinsoberflächen. 85 S., 20 Abb., 1982. DM 68,—.

Band 42 / Dirk Büttner: Biometrie und Evolution der Viviparus-Arten (Mollusca, Gastropoda) aus der Plio-Pleistozän-Abfolge von Ost-Kos (Dodekanes, Griechenland). 79 S., 43 Abb., 27 Taf., 28 Tab., 1982. DM 36,—.

Band 43 / Sigrid Hein: Die Scaglia Toscana (Alb-Oligozän) des Nordapennins. 126 S., 67 Abb., 10 Tab., 1982. DM 29,—.

Band 44 / Christian Trapp: Beschaffenheit und hydrogeologische Zusammenhänge des tieferen Grundwassers im nördlichen Stadtgebiet von Berlin (West). 79 S., 43 Abb., 17 Tab., 10 Taf., 1983. DM 19,—.

* **Band 45 / Ernst-Michael Steffan:** Untersuchungen zur Morphologie und Genese der aeolischen Akkumulationsformen der Ostsahara mit Hilfe der Fernerkundung. 137 S., 71 Abb., 45 Fig., 1983. DM 29,—.

Band 46 / Martin Friedrich: Erzmikroskopische Untersuchungen an ausgewählten Sulfosalzen — ein Beitrag zur Mineraldiagnose. 108 S., 13 Abb., 32 Tab., 1983. DM 26,—.

* **Band 47 / Franz-Karl List und Bernd Meißner (eds.):** Beiträge zur Fernerkundung der Erde an der Freien Universität Berlin. 196 S., 1983. DM 65,—.

* **Band 50 / Eberhard Klitzsch, Rushdi Said, Eckart Schrank (eds.):** Research in Egypt and Sudan, Results of the Special Research Project Arid Areas (Sonderforschungsbereich 69), Period 1981—1984. 457 pp., 142 figs., 25 pls., 2 col pls., 1984. DM 78,—.

Band 51 / Lothar Winkelmann: Geologie und Lagerstätten im Bereich Palca (Mururata) und die Geochemie der Silursedimente in der Cordillera La Paz/Bolivien. 110 S., 37 Abb., 19 Tab., 12 Taf., 1 Karte, 1983. DM 32,—.

Band 52 / Jyotirindra Narayan Bhadra Chaudhuri: Untersuchung an südindischen Schwermineralseifen. 123 S., 59 Abb., 39 Tab., 2 Taf., 1984. DM 32,—.

* **Band 53 / Stephan Schaal:** Oberkretazische Osteichthyes (Knochenfische) aus dem Bereich von Bahariya und Kharga, Ägypten, und ihre Aussagen zur Palökologie und Stratigraphie. 79 S., 31 Abb., 12 Tab., 9 Taf., 1984. DM 42,—.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftliche Probleme in ariden Gebieten.

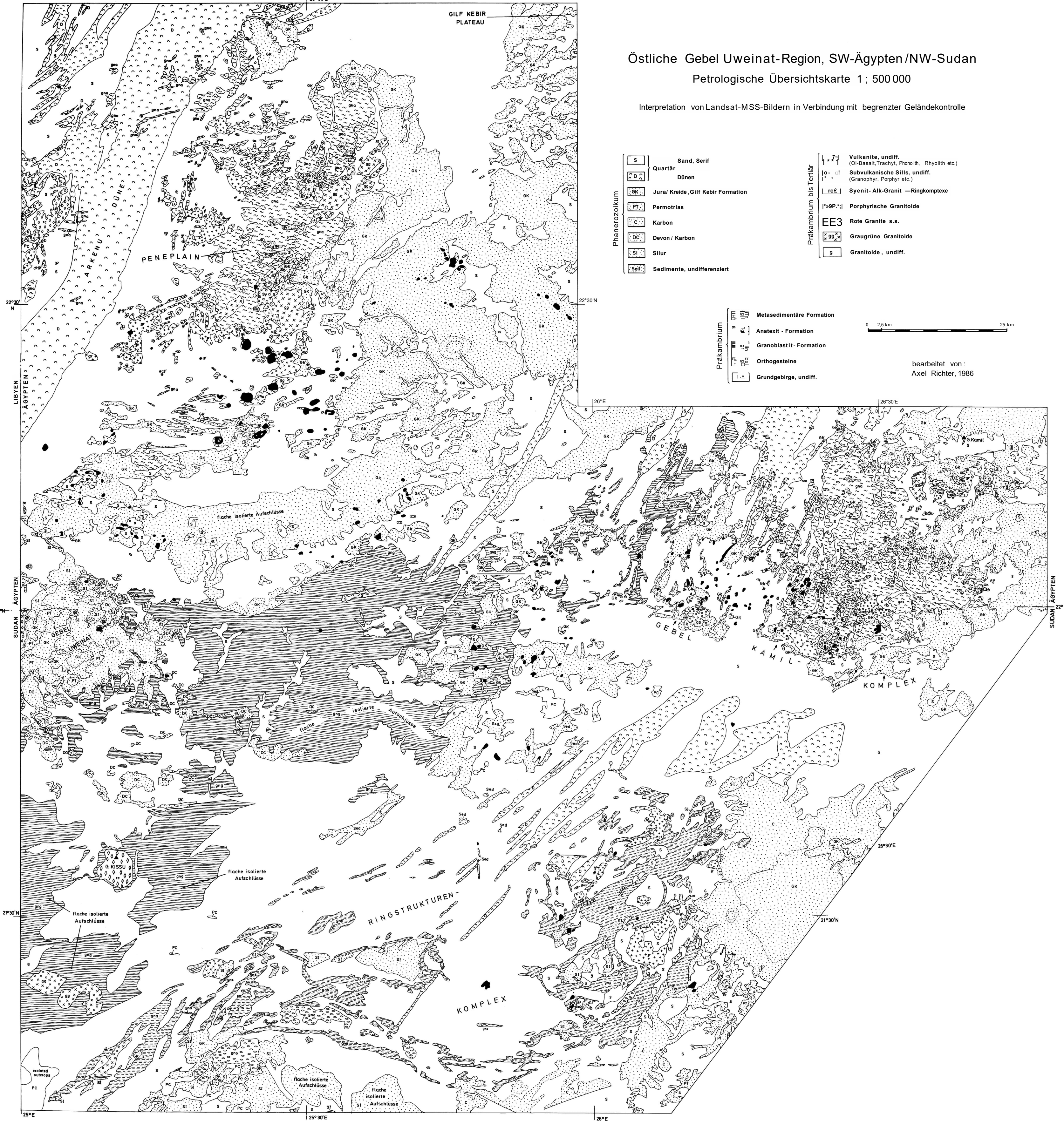
VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57

Östliche Gebel Uweinat-Region, SW-Ägypten / NW-Sudan

Petrologische Übersichtskarte 1 ; 500 000

Interpretation von Landsat-MSS-Bildern in Verbindung mit begrenzter Geländekontrolle



- Phanerozoikum**
- S Sand, Serif
 - Quartär
 - D Dünen
 - GK Jura/ Kreide, Gilf Kebir Formation
 - PT Permtrias
 - C Karbon
 - DC Devon / Karbon
 - SI Silur
 - Sed Sedimente, undifferenziert

- Präkambrium bis Tertiär**
- Vulkanite, undiff. (Ol-Basalt, Trachyt, Phonolith, Rhyolith etc.)
 - Subvulkanische Sills, undiff. (Granophyr, Porphyr etc.)
 - Syenit- Alk-Granit — Ringkomplexe
 - Porphyrische Granitoide
 - EE3 Rote Granite s.s.
 - 99 Graugrüne Granitoide
 - 9 Granitoide, undiff.

- Präkambrium**
- Metasedimentäre Formation
 - Anatexit - Formation
 - Granoblastit- Formation
 - Orthogesteine
 - Grundgebirge, undiff.



bearbeitet von:
Axel Richter, 1986

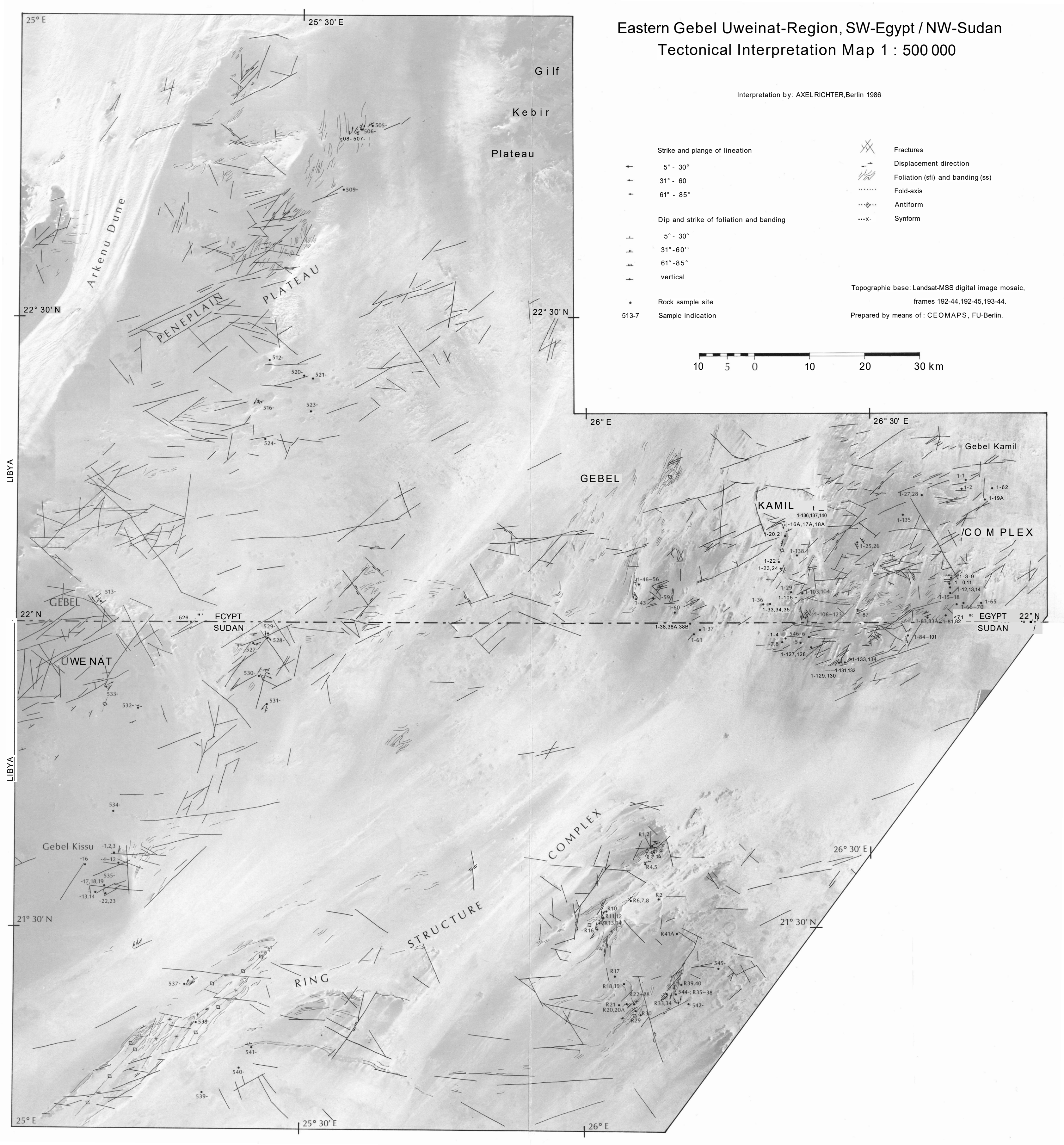
Eastern Gebel Uweinat-Region, SW-Egypt / NW-Sudan

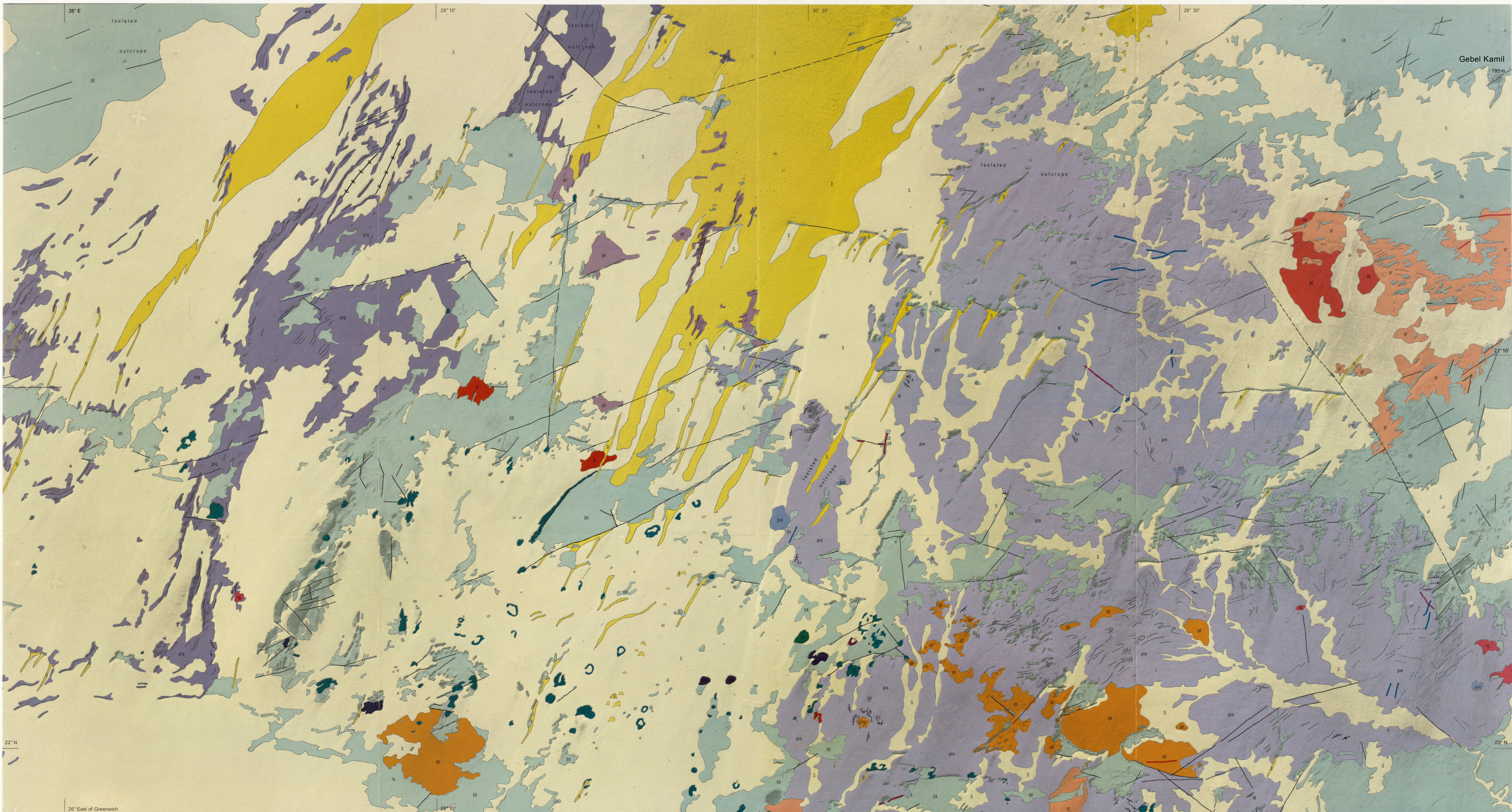
Tectonical Interpretation Map 1 : 500 000

Interpretation by: AXELRICHTER, Berlin 1986

- | | | | |
|---|-------------------------|--|----------------------------------|
| Strike and plange of lineation | | | Fractures |
| | 5° - 30° | | Displacement direction |
| | 31° - 60° | | Foliation (sfi) and banding (ss) |
| | 61° - 85° | | Fold-axis |
| Dip and strike of foliation and banding | | | Antiform |
| | 5° - 30° | | Synform |
| | 31° - 60° | | |
| | 61° - 85° | | |
| | vertical | | |
| | Rock sample site | | |
| | 513-7 Sample indication | | |

Topographie base: Landsat-MSS digital image mosaic,
frames 192-44,192-45,193-44.
Prepared by means of: CEOMAPS, FU-Berlin.





Gebel Kamil
785m

Geological Working Sheet of Gebel Kamil Basement 1:100000

TECTONIC FEATURES Fracture, Fault Trace of Foliation Anticline Syncline Strike and plunge of microfolds Strike and dip of foliation or bedding		IGNEOUS ROCKS Volcanic Rocks Rhyolitic Pyroclastics SiO ₂ -undersat. Volcanics: Phonolites, Trachy-Phonolites etc. Olivine-Basaltites Volcanics, undifferentiated Subvolcanic Rocks Magmatic Dykes, undifferentiated Acidic Sills Acidic Dykes Basic Dykes: Dolerites, Micromonzonites etc.		METAMORPHIC ROCKS Anatexite Formation Ortho-Gneiss Members Granoblastite Formation Metamorphics, undifferentiated	
SEDIMENTARY ROCKS Sand, Serir Dunes Gifl Kebir Formation Sedimentary Dyke-Breccia, silicified		LOCAL ROCK SPECIFICATIONS Paleosomatic Gneisses Blastomylonites Quartzites Amphibolites Calc-silicate Felsites Marbles		Geology: Axel Richter Contr. by H. Schandelmeyer, G. Franz Cartographic Concept: B. Meissner, U. Ripke Prepared and published by Technische Fachhochschule Berlin 1985 Image base: Landsat-RBV 192-045 B (1980) Position of Grid to picture elements is only approximated	

26° 20'

26° 30'

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin - Technische Universität Berlin - Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A

- Band 54 / Peter Wycisk:** Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein / Hessische Senke). 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf., 1984. DM 45,—.
- Band 55 / Werner Heinitz:** Die Deformation des sedimentären Deckgebirges im zentralen Anti-Atlas (Südmorokko). 84 S., 64 Abb., 1984. DM 32,—.
- Band 56 / Bernd Uchdorf:** Das Rhät in den Vorarlberger Kalkalpen — Fazies und Paläogeographie. 91 S., 76 Abb., 1 Tab., 1984. DM 47,—.
- Band 57 / Saidi Kapilima:** Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Jura und der Kreide des tansanischen Küstenstreifens im Hinterland von Dar-Es-Salaam und Bagamoyo. 77 S., 13 Abb., 10 Tab., 13 Taf., 1984. DM 55,—.
- Band 58 / Peter H«Kemp:** Chemismus tunesischer Wässer und Landklassifikation der Steppentestzone Oglat Merteba in Süd-Tunesien. 59 S., 5 Abb., 17 Tab., 1985. DM 25,—.
- Band 59 / Fred Schoener:** Stratigraphisch-fazielle Entwicklung der Trias im Gebiet von Vallenar, Region de Atacama (Chile). 99 S., 51 Abb., 1 Tab., 1985. DM 58,—.
- Band 60 / Bernard Krebs und Bernd Uchdorf (eds.): Beiträge zur Paläontologie-** Zum Gedenken an Siegfried Henkel. 202 S., 1985. DM 85,—.
- Band 61 / Michael Schreiber:** Petrographie und Geochemie der Gneise und der herzynischen Granitoide im Gebiet von Miranda do Douro/NE-Portugal. 141 S., 48 Abb., 43 Tab., 23 Taf., 2 Karten, 1985. DM 89,—.
- * **Band 62 / Wilhelm Dominik:** Stratigraphie und Sedimentologie (Geochemie, Schwermineralanalyse) der Oberkreide von Bahariya und ihre Korrelation zum Dakhla-Becken (Western Desert, Ägypten). 173 S., 53 Abb., 22 Tab., 18 Taf., 1985. DM 85,—.
- * **Band 63 / Peter Luger:** Stratigraphie der marinen Oberkreide und des Alttertiärs im südwestlichen Oberrnil-Becken (SW-Ägypten) unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie, Palökologie und Paläogeographie. 151 S., 22 Abb., 11 Tab., 24 Taf., 1985. DM 89,—.
- * **Band 64 / Nabil Barazi:** Sedimentologie und Stratigraphie des Abyad-Beckens (NW-Sudan). 85 S., 29 Abb., 18 Tab., 11 Taf., 1985. DM 55,—.
- Band 65 / Michael Tistl:** Die Goldlagerstätten der nördlichen Cordillera Real/Bolivien und ihr geologischer Rahmen. 102 S., 47 Abb., 19 Tab., 4 Taf., 1985. DM 45,—.
- Band 66 / Ed« Peter Giese:** Forschungsberichte aus den zentralen Anden (21°—25°S) und dem Atlas-System (Marokko) 1981-1985. Forschergruppe: Mobilität aktiver Kontinentalränder. 514 S., 222 Abb., 16 Tab., 16 Taf., 18 Diagr., 1986. Teil I: DM 73,50, Teil II: DM 99,50.
- * **Band 67 / Thomas Schröter:** Die lithofazielle Entwicklung der Oberkretazischen Phosphatgesteine Ägyptens — ein Beitrag zur Genese der Tethys-Phosphorite der Ostsahara. 105 S., 13 Abb., 9 Tab., 3 Taf., 1986. DM 46,80
- * **Band 68 / Christian Agthe:** Die Genese der Eisenerze von Djebel El Ghorabi, Djebel El Harra, El Gedida und der Eisenkrusten von El Heiz, Bahariya Oasis/ Western Desert/Ägypten. 85 S., 18 Abb., 22 Tab., 9 Taf., 1986. DM 58,—.
- * **Band 69 / Mohammad Hossein Salahchourian:** Lithologische und tektonische Auswertung von Landsat-MSS-Daten und Luftbildern aus dem Tibesti-Gebirge/Zentralsahara mit Hilfe visueller und digitaler Klassifizierungsverfahren. 82 S., 48 Abb., 4 Tab., 2 Taf., 2 Karten, 1986. DM 68,—.
- * **Band 70 / Herwig Ganz:** Organisch- und anorganisch-geochemische Untersuchungen an ägyptischen Schwarzschiefer/Phosphoritsequenzen - Methodenentwicklung und genetisches Modell. 113 S., 38 Abb., 21 Tab., 1986. DM 42,—.
- * Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftliche Probleme in ariden Gebieten.

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Freie Universität Berlin — Technische Universität Berlin — Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A

- * **Band 71 / Michael Schneider:** Hydrogeologie des Nubischen Aquifersystems am Südrand des Dakhla-Beckens, Südägypten/Nordsudan. 66 S., 27 Abb., 9 Tab.. 1986. DM 32,—.
- * **Band 72/Ulf Thorweihe (ed.):** Impact of Climatic Variations on East Saharian Groundwaters - Modelling of large scale Flow Regimes. Proceedings of a workshop on hydrology organized by the Special Research Project Arid Areas at the Technical University Berlin, May 20—22, 1985. 170 pp., 105 figs., 2 col. pls., 18 tpls., 1986. DM 58.—.
- * **Band 73/Axel Richter:** Geologie der metamorphen und magmatischen Gesteine zwischen Gebel Uweinat und Gebel Kamil, SW-Ägypten/NW-Sudan, 201 S., 42 Abb., 49 Tab., 2 Taf., 3 Kartenbeil., 1986. DM 65,—.
- * **Band 74/Omer Mohamed Kheir:** Hydrogeology of Dongola Area. Northern Sudan. 81 S., 30 Fig., 7 Tab., 1986. DM 38,—.
- * **Band 75 / Eberhard Klitzsch, Eckart Schrank (eds.):** Research in Egypt and Sudan, Results of the Special Research Project Arid Areas (Sonderforschungsbereich 69). Period 1984-1987.
Part 75.1 / Regional Geology, Petrology, Stratigraphy, Sedimentology, Palaeontology; pp. 1—330, 91 figs., 16 tabs., 36 pls., 1987. DM 62,— unvbl. Preisempf.
Part 75.2 / Hydrogeology, Hydrology, Palaeoclimate, Quaternary Geology, Pedology; pp. 331 — 628, 141 figs., 41 tabs., 5 pls., 1987. DM 48,— unvbl. Preisempf.
Part 75.3 / Sedimentary Deposits, Remote Sensing, Cartography. Photogrammetry, Geophysics; pp. 629-967, 156 figs., 27 tabs., 15 pls. (partly col.), 1 map in pocket, 1987. DM 56,— unvbl. Preisempf.
- * **Band 76/ Ali Hissene Mahamoud:** Geologie und Hydrogeologie des Erdis-Beckens, NE-Tschad. 67 S., 16 Abb., 17 Tab., 1986. DM 29,—.
- Band 77/Dieter Schmidt:** Petrographische und biofazielle Untersuchungen an oberjurassischen Deck-schichten des Diapirs von Porto de Mos (Mittelportugal). 211 S., 66 Abb., 20 Taf., 1986. DM 88,—.
- * **Band 78/Arbeiten zur Geologie und Stratigraphie von Ägypten und Tansania sowie zur Bodenkunde Südwest-Ägyptens.** 126 S., 26 Abb., 13 Tab., 16 Taf., 1987. DM 58,—.
- Band 80/ Peter H. Kemp:** Calciumcarbonat- und Gipsneubildungen in kapillar-porösen Medien unter simulierten Sebka-ähnlichen Bedingungen in der Klimakammer. 150 S., 38 Abb., 26 Tab., 1986. DM 65,—.
- Band 81/ Ulrich F. Hein:** Zur Geochemie des Fluors im Nebengestein und Spurenelementfraktionierung in Fluoriten der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten. 119 S., 56 Abb., 22 Tab., 1 Taf., 1986. DM 48,—.
- Band 82/Wolf-Dietrich Bock:** Geochemie und Genese der oberkretazischen Phosphorite Ägyptens. 138 S., 24 Abb., 30 Tab., 1 Taf., 1987. DM 49,—.
- Sonderband/ Ed. Peter Giese:** 10. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Berlin, 19.—21. November 1986 - Kurzfassungen der Beiträge. 211 S., 1986. DM 59.—.

- * Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftliche Probleme in ariden Gebieten.

VERLAG VON DIETRICH REIMER IN BERLIN

Berlin 45, Unter den Eichen 57