

Gesammelte Berichte zum Feldpetrographiekurs
des Mineralogisch-Petrologischen Instituts der Universität Bonn
auf der Kykladeninsel Syros
vom 16. 9. 1993 bis 3. 10. 1993

Gruppe	Teilnehmer	Betreuer
I	Bettina Hagen	Ingo Braun
	Holger Grote	
	Tobias Jentzsch	
	Susanne Klerner	
	Norbert Paas	
II	Guido Andernach	Prof. Dr. M. Raith
	Daniela Borath	
	Martina Sigg	
	Ralf Simmat	
	Ewa Warianka	
III	Frank Eichhorst	Dr. Beate Spiering
	Robert Grabinski	
	Joachim Koppen	
	Andrea Möller	
	Kerstin Thalmann	
	Wolfram Wartenberg	

Die Berichte sind thematisch zusammengestellt. Sie wurden nicht redigiert. Allen Teilnehmern sei für die Mitarbeit im Gelände sowie für die Anfertigung der Protokolle gedankt.

Inhaltsverzeichnis

1.	Tobias Jentzsch: Geologie der Kykladen	1
2.	Martina Sigg und Kerstin Thalmann: Protokolle zu den Exkursionstagen	7
3.	Beschreibung der Kartiergebiete und ihres tektonischen Bauplans, geologische Karten und Auswertung der Gefügedaten	
	Ewa Warianka: Karte vom Gebiet nordöstlich von Megas Gialos (Gruppe II)	14
	Holger Grote: Kartierung nördlich von Azolimnos (Gr.I) .	25
	Daniela Borath: Gesteinsbeschreibung zur Kartierung in der Umgebung von Kini (Gr. II)	31
	Robert Grabinski: Geologische Karte Kini (Gr.I,II,III) .	34
	Norbert Paas: Auswertung der tektonischen Aufnahmen bei Kini (Gr.I,II,III)	35
	Andrea Möller: Gesteinsbeschreibung und geologische Karte der Küste bei Vari (Gr. III)	41
	Frank Eichhorst: Auswertung der Gefügedaten von Kini und Vari (Gr.III)	44
4.	Dünnschliffmikroskopie und Röntgendiffraktometrie an ausgewählten Gesteinsproben	
	Guido Andernach und Ralf Simmat: Dünnschliffmikroskopie der Gesteinsproben R 1 bis R 14 (Kartiergebiet nördlich von Megas Gialos)	51
	Wolfram Wartenberg und Joachim Koppen: Dünnschliff- mikroskopie ausgewählter Gesteine (R 15 bis R 26)	64
	Bettina Hagen u. Susanne Klerner: Dünnschliffmikroskopie der auf dem Kartierkurs Syros im September 1993 angetroffenen Gesteine (R 27 bis R 44)	72
	Holger Grote: Röntgenographische Phasenanalyse mittels Pulverdiffraktometrie von Gesteinsproben	83

Die Geologie der Kykladen

Beitrag von TOBIAS JENTZSCH

Ziel des Feldpetrographiekurses im September 1993 war die Insel Syros in der Ägäis, deren Hauptstadt Ermoúpolis gleichzeitig Verkehrsknotenpunkt und Verwaltungszentrum der Kykladen ist. Die Insel ist 17 km lang (Nord-Süd) und 10 km breit (West-Ost) und hat eine Fläche von 84 km². Sie liegt etwa 125 km südöstlich von Athen (37° 25' N, 24° 55' E) und ist von Piräus aus mit dem Schiff in 4½ Stunden zu erreichen.

Syros ist unter Geowissenschaftlern für die hier auftretenden hochdruckmetamorphen Mineralparagenesen bekannt. Dazu gehören insbesondere Eklogite und verschiedene glaukophanführende Gesteine. Die Entstehung dieser exotischen Serien wird im allgemeinen durch plattentektonische Prozesse an Subduktionszonen erklärt. Auch Ophiolithe, die in den verschiedenen Zonen der Zentralhellenischen Decken und in der Innerhellenischen Vardar-Zone auftreten, werden als ein Beleg für ehemalige Subduktionsprozesse angesehen. Sie werden als Reste ozeanischer Kruste bzw. als Mantelmaterial interpretiert, die bei einer Kollision obduziert oder in andere Serien eingeschuppt wurden.

Im folgenden soll die Stellung der Kykladen in ihrem regionalgeologischen Rahmen erläutert und die großtektonische Entwicklung des östlichen Mittelmeerraumes skizziert werden.

Der regionalgeologische Rahmen des Attisch-Kykladischen Kristallins

Das Attisch-Kykladische Kristallin ist ein Teil des Zentralägäischen Kristallingürtels, der sich von Attika bogenförmig über die Inselgruppen der Kykladen und Sporaden in das Menderes-Massiv der Westtürkei fortsetzt (Abb. 1). Im Nordwesten taucht es unter die nur teilweise metamorphen Pelagonischen Decken der hellenischen Interniden ab.

Die Helleniden sind ein kompliziert gebautes, alpidisches Deckengebirge, das sich in Verlängerung der jugoslawischen Dinariden durch Albanien und Griechenland zieht und seine Fortsetzung in den Tauriden der südlichen Türkei findet. Im Nordosten grenzen sie an das präalpidische, in Teilen auch präkambrische Rhodope-Massiv Bulgariens, im Südwesten an ihr nur schwach verfallenes Vorland im Bereich der Adria.

Das Gebirge wird nach seinem tektonischen Bau in die Westhellenischen, Zentralhellenischen und Innerhellenischen Decken gegliedert. Diese Deckeneinheiten wiederum lassen sich aufgrund ihres Alters und der Fazies der sie aufbauenden Gesteine in verschiedene Zonen unterteilen.

Die Westhellenischen Decken umfassen die Ionische Zone der Ionischen Inseln und Albaniens und die Gavrovo-Zone, die sich über die Peloponnes und Kreta bis nach Rhodos verfolgen läßt. In der Ionischen Zone werden flachmarine Kalke und Dolomite der Trias und des Lias von pelagischen Schieferen des Malm bis Eozän überlagert. Im Gegensatz dazu bildete die Gavrovo-Zone während des gesamten Mesozoikum ein stabiles Hochgebiet, auf dem überwiegend neritische Kalke abgelagert wurden.

Weiter im Nordosten folgen in einem tiefen Trog die pelagischen, oft kieseligen Sedimente der Pindos-Zone, in denen stellenweise Ophiolithe auftreten. Die Parnas-Zone wird wieder aus neritische Kalken und Riffkalken des Mesozoikum aufgebaut, in die, ähnlich wie in den Dolomiten, basische Magmatite des Ladin (Mitteltrias) eingeschaltet sind. In der Pelagonischen Zone, die mit der Pindos- und der Parnas-Zone zu den Zentralhellenischen Decken zusammengefaßt wird, liegen auf einem kristallinen Untergrund oberkarbonische bis triassische Plattformkarbonate. Ab dem Lias wurden hier Tiefwassersedimente abgelagert, in die in der Unterkreide Ophiolithe eingeschuppt wurden. Daran schlossen sich oberkretazische Flachwasserkalke und alttertiärer Flysch an.

Die Ophiolithe der Pelagonischen Zone werden überwiegend aus der Vardar-Zone der Innerhellenischen Decken abgeleitet. Die Vardar-Zone stellt damit den Rest eines Ozeans (Dinarisch-Hellenischer Ozean = östliche

Neotethys) dar, von dem heute noch eine Mellange aus jurassischen Ophiolithen und jurassisch-kretazischem Flysch erhalten geblieben ist.

Die genaue Stellung des zur Pelagonischen Zone gehörenden Zentralägäischen Kristallingürtels ist bis heute noch nicht genau geklärt. Das im Untergrund der Pelagonischen Decken auftretende Kristallin wurde lange Zeit als prämesozoisches Grundgebirge angesehen, bis durch neuere Untersuchungen ein alpidisches Alter gesichert werden konnte.

Im Bereich des Attisch-Kykladische Kristallins lassen sich aufgrund des Metamorphosegrades mindestens zwei tektonische Stockwerke gegeneinander abgrenzen, die jeweils wieder in verschiedene Decken zu gliedern sind: Der größte Teil des unteren Stockwerkes wird von wahrscheinlich permischen und mesozoischen Metasedimenten (Marmor, Metapelite, Gneise) und Metabasiten aufgebaut. Stellenweise enthält es noch Schollen eines präalpidischen, eventuell variszischen Grundgebirges (Ios, Syros). Das obere Stockwerk besteht überwiegend aus kretazischen Kalken, in denen Ophiolithe auftreten können und die von einer untermiozänen Molasse überlagert werden.

Das untere Stockwerk wurde im Obereozän von einer prograden Hochdruckmetamorphose ($T = 400$ bis $500\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 8$ bis 15 kbar) erfaßt und an der Wende Oligozän/Miozän von einer retrograden Mitteldruckmetamorphose ($T = 400\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 3$ bis 7 kbar) grünschieferfaziell überprägt. Während der anschließenden Hebung im Unter- bis Mittelmiozän wurden in einzelnen Wärmedomen (Naxos, Mykonos) die Bedingungen der Anatexis erreicht und es kam zur Intrusion von I-Typ und S-Typ Granitoiden. Erst im Anschluß an eine weitere Heraushebung, Abkühlung und Abtragung wurden die Decken des oberen Stockwerkes auf die des unteren überschoben.

Die Zentralhellenischen und die Innerhellenischen Decken werden aufgrund ihres hohen Anteils magmatischer Gesteine und die verbreitete alpidische Metamorphose zu den Hellenischen Interniden zusammengefaßt und von den Externiden abgetrennt, die die nicht metamorphen Westhellenischen Decken umfassen. Während die Interniden jurassische bis eozäne Faltungsalter aufweisen, wurden die Externiden erst im Jungtertiär von Nordosten her überschoben und gefaltet.

Die komplizierten tektonischen Verhältnisse in den Helleniden werden heute mit Hilfe plattentektonischer Modelle erklärt: Die in langen, parallelen Trögen und auf Schwellen abgelagerten Sedimente der verschiedenen Zonen wurden ab dem Jura an jeweils nach Nordosten abtauchenden Überschiebungsbahnen von den nördlich angrenzenden Schollen überfahren und selbst auf ihre südlichen Nachbarn überschoben. Dabei wurden einzelne Decken über 100 km weit transportiert. Insgesamt wird in den Helleniden mit einer Krustenverkürzung von mindestens 500 km gerechnet.

Die großtektonische Entwicklung des östlichen Mittelmeerraumes seit der variszischen Orogenese

Im folgenden soll ein knapper Überblick über die heute bestehenden Vorstellungen von der großtektonischen Entwicklung des östlichen Mittelmeerraumes gegeben werden. Er stützt sich in erster Linie auf das Modell von ZIEGLER (1988). Für ein besseres Verständnis ist es sicherlich von Vorteil, die beschriebenen Vorgänge auf den diesem Buch beiliegenden paläogeographischen Karten mitzuverfolgen.

Während der variszischen Orogenese im **Karbon und Perm** kam es zur Kollision der afrikanischen Platte (Gondwana) mit der europäischen (Fennosarmatia). Noch während der Gebirgsbildung wurde der Großkontinent Pangäa durch Blattverschiebungen in ein Mosaik von kleineren Schollen zerlegt, die sich verschiedentlich hoben oder senkten. Im Zusammenhang damit ist permischer Vulkanismus weit verbreitet.

Bereits im **Perm** brach der kleinasiatische Kimmerische Kontinent (Türkei, Persien, Afghanistan) vom Südrand Fennosarmatias ab. Nördlich davon setzte im Bereich des Schwarzen Meeres die Bildung neuer ozeanischer Kruste ein (Paläotethys). Im heutigen Mittelmeerraum entstanden auf einzelnen Mikroplatten flache Schelfmeere mit stabilen Karbonatplattformen, während in den dazwischenliegenden Trögen meist klastische Tiefwassersedimente abgelagert wurden.

Schon in der **Mittleren Trias** setzte die Subduktion der ozeanischen Kruste der Paläotethys entlang einer nach Süden einfallenden Subduktionszone am Nordrand des Kimmerischen Kontinents ein. Die Schließung der Prototethys war mit einer gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Drehung des Kimmerischen Kontinents verbunden und kulminierte an der **Wende Trias/Jura** in der Indosinischen Orogenese.

Ab dem **Keuper** begann eine graduelle Öffnung der Neotethys mit der Bildung ozeanischer Kruste entlang einer schmalen, komplizierten Naht zwischen Afrika und Fennosarmatia (Dinarisch-Hellenischer Ozean, Südpenninischer Ozean), die sich während des **Lias und Dogger** bis in den Zentralatlantik ausdehnte. Das fortgesetzte Rifting im Bereich der Adriatischen Platte führte zu einer weiteren Akkumulation pelagischer Sedimente in den Trogregionen, die im **Dogger** das Maximum ihrer Absenkung erreichten.

Die schnelle Öffnung des Zentralatlantiks ab dem **Malm** und die damit verbundene Ostdrift Afrikas führten zur Abscherung der Adriatischen vom Nordrand der Afrikanischen Platte entlang einer bedeutenden, West-Ost streichenden, linkshändigen Blattverschiebung. Durch diese Bewegung bildete sich im Bereich des Balkan eine nach Nordosten einfallende Subduktionszone (Balkan-Rhodope-Subduktion). Hier führte die Schließung des Dinarisch-Hellenischen Ozeans entlang der Vardar-Sutur bereits an der **Wende Jura/Kreide** zur partiellen Obduktion ozeanischer Krustenanteile und zur ersten Kollision Afrikas mit Südosteuropa ("eohellenische Phase"). Der Beginn der alpidischen Orogenese war im Bereich der internen Dinariden und Helleniden mit bedeutenden, nach Süden gerichteten Deckenüberschiebungen verbunden.

Durch eine Drehung der Adriatischen Platte gegen den Uhrzeigersinn dehnte sich die alpidische Kollisionsfront in der **Unterkreide** bis in die Ostalpen und in den Kaukasus aus. Als ein Resultat der bis ins **Paläozän** anhaltenden linkshändigen Blattverschiebung zwischen Afrika und der Adriatischen Platte öffneten sich im östlichen Mittelmeerraum ozeanische pull apart-Becken (Ionisches Meer).

Die Öffnung des Indischen Ozeans ab der **Oberkreide** führte im **Paläozän und Eozän** zu einer verstärkten Norddrift der Afrikanischen und Adriatischen Platte. Ab dem **Oligozän** wurde sie durch unterschiedliche sea floor spreading-Raten im Zentral- und Nordatlantik von einer Nordwestdrift abgelöst. Zusätzlich löste sich Arabien im **Miozän** von Afrika und wanderte entlang der linkshändigen Blattverschiebung des Toten Meeres nach Norden. Aus diesen Bewegungen resultierte in der Folgezeit die eigentliche Entstehung der Helleniden durch eine wiederholte Akkretion adriatischer Terranes an den alpidischen Faltengürtel des östlichen Mittelmeerraumes.

So kam es im **Senon** wiederum zu Deckenüberschiebungen in den internen Dinariden und Helleniden und zur Obduktion von Ophiolithen in den Tauriden. In Verbindung damit wurden in den südlich angrenzenden Vortiefen Flyschsedimente abgelagert. Den **oligozänen bis untermiozänen** Deckenüberschiebungen in den Dinariden und Helleniden ("neohellenische Phase") ging in einem Teil der hellenischen Interniden eine **eoazäne** Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose voraus ("mesohellenische Phase"). Der zu dieser Zeit in Griechenland und Jugoslawien verbreitete synorogene Kalkalkali-Vulkanismus deutet darauf hin, daß gleichzeitig Teile der Kruste und des Oberen Mantels subduziert wurden.

Im **obersten Miozän** führte ein Meeresspiegeltiefstand zur Isolation und zum teilweisen Austrocknen des Mittelmeeres (Messinischer Event). An den Rändern der einzelnen Becken entstanden Gips- und Karbonatplattformen, während in ihrem Zentrum wahrscheinlich unter Tiefwasserbedingungen bis zu 2000 m Steinsalz abgelagert wurden.

Seit dem **Mittelmiozän** wanderte die Subduktionszone der Helleniden nach Süden: Der zumindest in seinem westlichen Abschnitt noch heute aktive Kreta/Zypern-Inselbogen entstand (Abb. 2). Er wird etwa 100 km weiter nördlich (Santorin, Milos) von einer überwiegend Andesit fördernden Vulkankette begleitet. Im **Pliozän** bildete sich durch das Nordwandern der Arabischen Plattform die Nordanatolische Störung, eine noch heute aktive, von den Helleniden bis nach Anatolien reichende, rechtshändige Verwerfung. Durch eine Abnahme der Subduktionsgeschwindigkeit und ein damit verbundenes steileres Einfallen der Subduktionszone wurde der Norden der Ägäis durch Dehnungsbewegungen in ein Bruchschollenmosaik zerlegt. Diese Krustenausdünnung war mit der Förderung von Alkali-Vulkaniten verbunden.

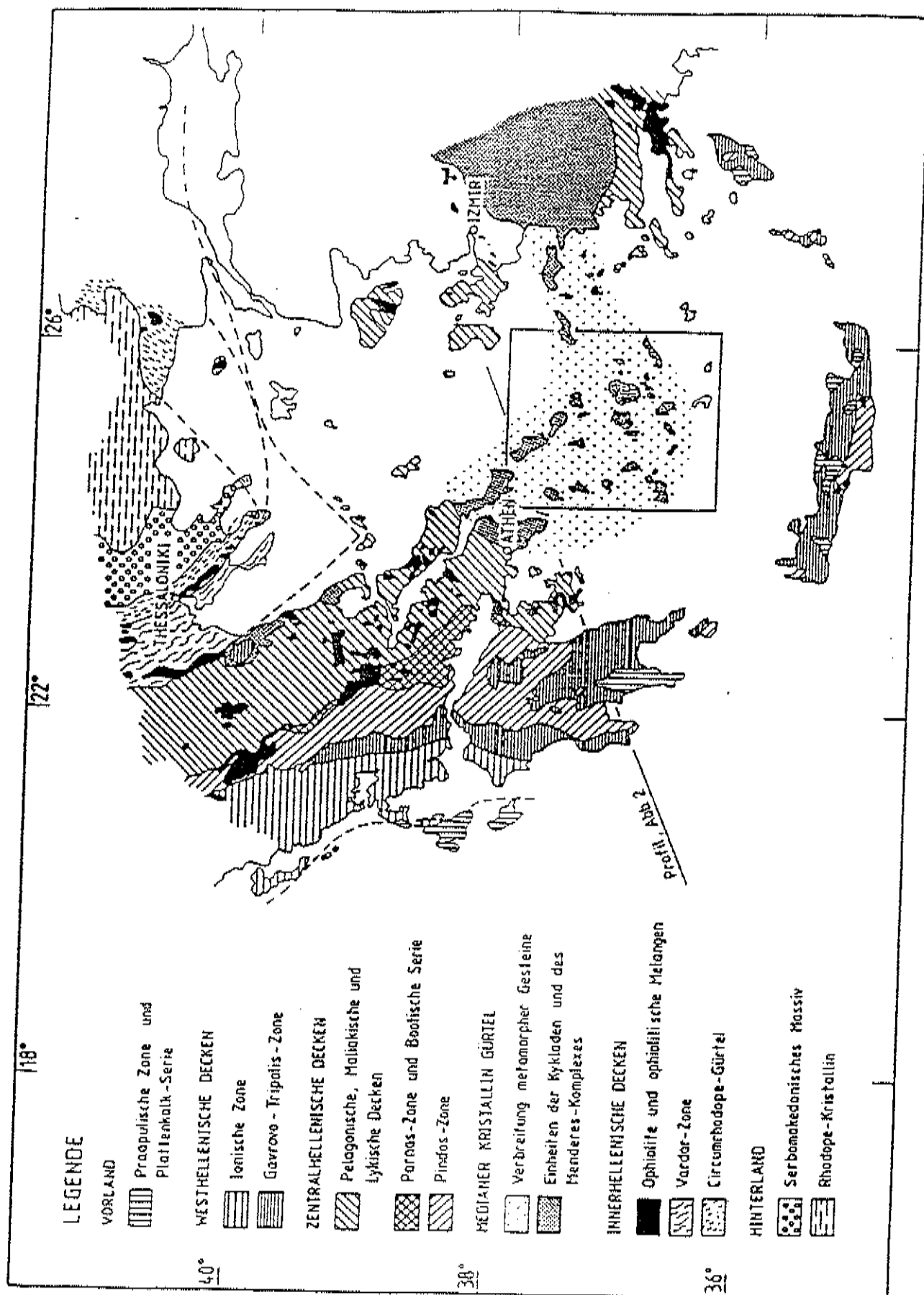


Abb. 1: Geologisch-tektonische Übersichtskarte Griechenlands und angrenzender Gebiete (nach PAPANIKALAO 1984 und JAKOBSSILAGEN 1986).

Verzeichnis der verwendeten und weiterföhrender Literatur

- ALTHERR, R. & SEIDEL, E. (1977): Speculations on the geodynamic evolution of the Attic-Cycladic Crystalline Complex during alpidic times.- Proceedings of the VI. Colloquium on the Geology of the Aegean Region: 347-352; Athen.
- BONNEAU, M. (1982): Evolution géodynamique de l'arc Egéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène.- Bull. Soc. Géol. France (7)XIV(2): 229-242.
- BONNEAU, M. (1984): Correlation of the Hellenides nappes in the southeastern Aegean and their tectonic reconstruction, in J. E. DIXON & A. H. F. ROBERTSON (eds.): The geological evolution of the Eastern Mediterranean.- Geol. Soc. London Spec. Publ. 4: 517-527.
- DERCOURT, J. ET AL. (1985): Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique du Pamir pour la période du Lias à l'actuel.- Bull. Soc. Géol. France (8)I(5): 637-652.
- DERCOURT, J. ET AL. (1986): Geological Evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamir since Liassic.- Tectonophysics 123(1-4): 214-315.
- DÜRR, S. (1986): Das Attisch-Kykladische Kristallin, in: JAKOBSHAGEN, V. (ed.): Geologie von Griechenland.- 116-148; Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- FINETTI, I. (1985): Structure and evolution of the Central Mediterranean (Pelagian and Ionian Seas), in D. J. STANLEY & F.-C. WEZEL (eds.): Geological evolution of the Mediterranean Basin.- 215-230; New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo (Springer Verlag).
- HORVATH, F. & BERKHEMER, H. (1982): Mediterranean back-arc basins, in A. Berkhemer & K. Hstü (eds.): Alpine-Mediterranean geodynamics.- Am. Geophys. Union, Geol. Soc. Am., Geodynam. Ser. 7: 141-173.
- JAKOBSHAGEN, V. (1986): Bau und geologische Entwicklung der Helleniden - Ein Gesamtbild, in: JAKOBSHAGEN, V. (ed.): Geologie von Griechenland.- 257-278; Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- KENYON, N. H., BELDERSON, R. H. & STRIDE, A. H. (1982): Detailed tectonic trends on the central part of the Hellenic outer ridge and in the Hellenic trench system, in J. K. LEGGET (ed.): Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins.- Geol. Soc. London Spec. Publ. 19: 335-343.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, I. (1979): The Hellenic arc and trench system: A key to the Neotectonic evolution of the eastern Mediterranean.- Tectonophysics 60: 1-42.
- LE PICHON, X. ET AL. (1982): Subduction in the Hellenic trench: Probable role of a thick evaporitic layer based on Sea Beam and submersible studies, in J. K. LEGGET (ed.): Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins.- Geol. Soc. London Spec. Publ. 19: 319-333.
- LE PICHON, X., LYBERIS, N. & ALVAREZ, F. (1984): Subsidence History of the North Aegean Trough, in J. E. DIXON & A. H. F. ROBERTSON (eds.): The geological evolution of the Eastern Mediterranean.- Geol. Soc. London Spec. Publ. 4: 727-741.
- MAKRIS, J. (1981): Deep structure of the eastern Mediterranean deduced from refraction seismic data, in F.-C. WEZEL (ed.): Sedimentary basins of Mediterranean margins.- 63-84; Bologna (Tecnoprint).
- MAKRIS, J. (1985): Geophysics and geodynamic implications for the evolution of the Hellenides, in D. J. STANLEY & F.-C. WEZEL (eds.): Geological evolution of the Mediterranean Basin.- 231-248; New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo (Springer Verlag).
- PAPANTKOLAOU, D. J. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: A review and a kinematic interpretation.
- PIERDZIG, S. (1989): Kartierung, Geologie und Petrographie des Südtails von Syros (Kykladen, Griechenland).- Diplomarbeit Universität Bonn (unveröff.).

RICHTER, D. (1978): Die geodynamische Entwicklung der Helleniden im Spiegel ihrer Flysch- und Molassebildung.- Z. Geol. Wiss. Berlin 6(12): 1439-1459.

RICHTER, I. & STROBACH, K. (1978): Benioff zones of the Aegean Arc, in: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Apennines, Hellenides.- Inter-Union Commission of Geodynamics, Scient. Rep. No. 38; Stuttgart (Schweizerbart).

SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas.- 294 S., 43 Abb.; Freiburg (Rombach).

SENGÖR, A. M. C. & YILMAZ, Y. (1981): Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach.- Tectonophysics 75: 181-241.

ZIEGLER, P. A. (1988): Evolution of the Arctic North Atlantic and the Western Tethys.- AAPG Memoir 43: 198 p., 80 fig., 30 plates; The Hague (Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V.).

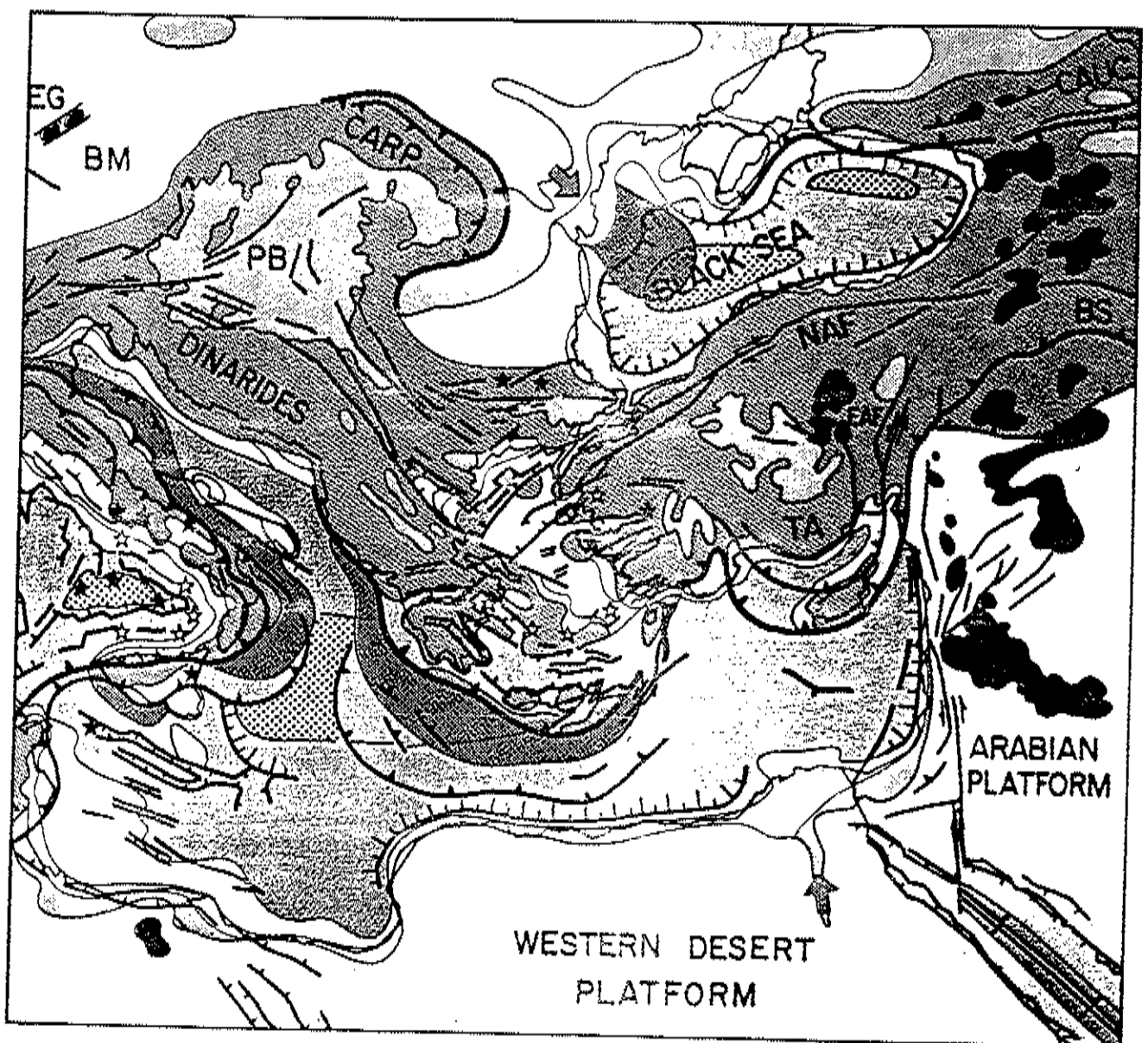


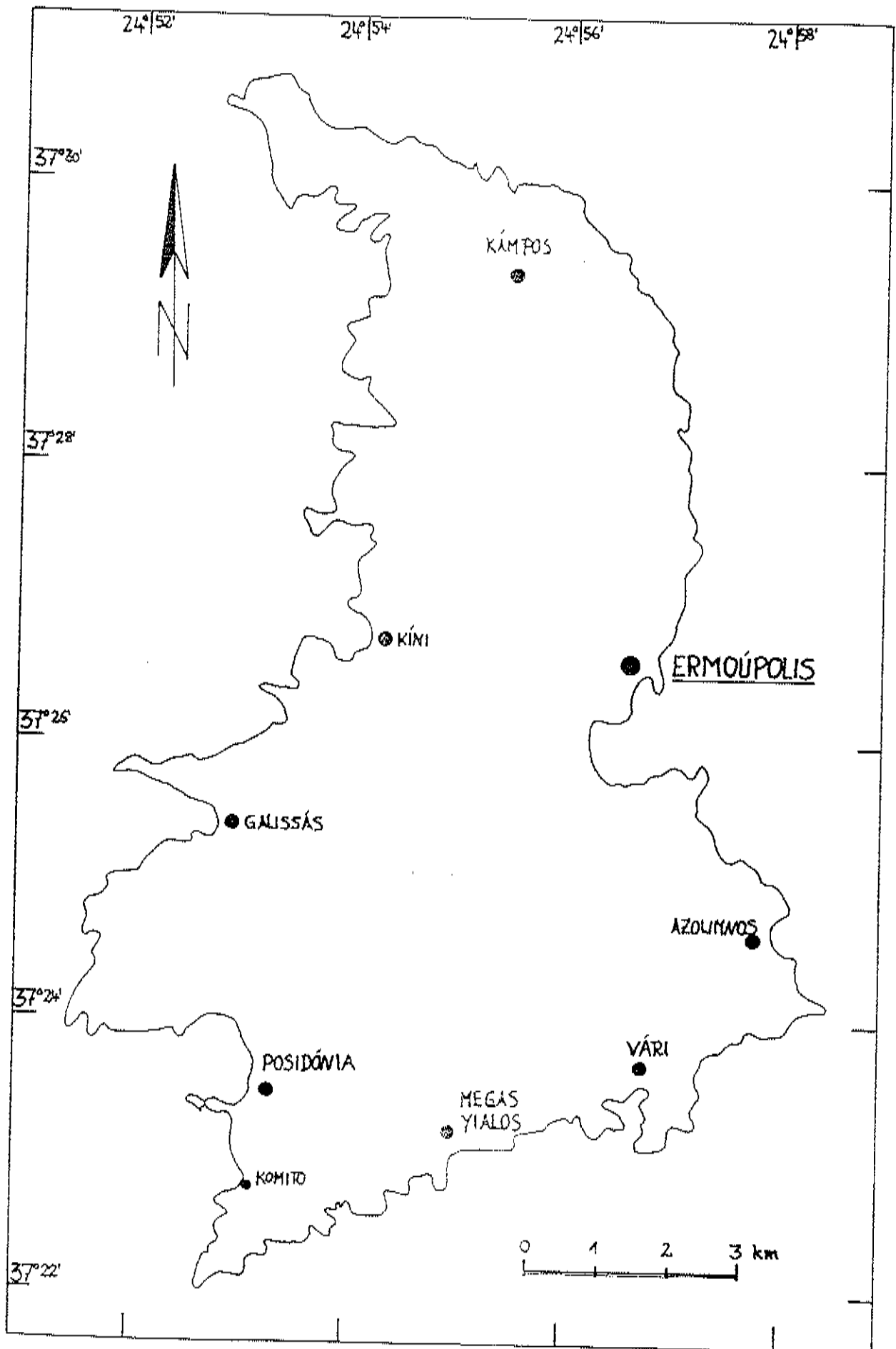
Abb. 2: Tektonische Karte des östlichen Mittelmeerraumes zur Zeit des Pliozän (Ausschnitt aus ZIEGLER 1988: Plate 21; dort auch Legende und Verzeichnis der Abkürzungen).

Feldpetrographiekurs auf Syros / Kykladen, Griechenland
vom 19.09. - 01.10.1993

Protokolle zu den Exkursionstagen

- 19.09. Flug Frankfurt - Athen; Hotel Austria, Athen
- 20.09. Überfahrt Piräus - Syros; Hotel Kamelo, Vari
Nachmittags: Küstenprofil bei Vari
- 21.09. Exkursion nach Kini
- 22.09. Exkursion nach Kampos
- 23.09. Geländeaufnahme bei Azolimnos (1)
Küstenaufschluß im N von Ermoupolis (2)
- 24.09. Exkursion S' von Posidonia (1)
Küstenprofil bei Megas Gialos (2)
- 25.09.- Gruppenweise Geländeaufnahmen bei
- 28.09. Kini / Vari / Azolimnos / Megas Gialos
- 29.09. Exkursion bei Ermoupolis
- 30.09. Überfahrt Syros - Piräus; Hotel Austria, Athen
- 01.10. Flug Athen - Frankfurt

SYROS



Montag, den 20.09.93

VARI

Küstenprofil E' von Vari, ausgehend von einem kleinen Hafen in der Ormos Ampela, ca. 300m an der Küste entlang in Richtung Süden.
Aufgeschlossen sind Marmore, Grünschiefer, Glaukophanschiefer und Gneis-Glimmerschiefer.

Direkt am Hafen ist ein gräulich-bläulicher, gebänderter **Marmor**, der stark zerklüftet und verfaltet ist, aufgeschlossen. Stellenweise ist ein beginnendes duktiles Fließen zu erkennen, was auf ein Temperaturminimum von 400°C bei der Metamorphose hinweist (ab 400°C verhält sich Cc plastisch). Die z.T. dunkle Färbung des Marmors dürfte durch bituminöse Einlagerungen verursacht sein.

Oberhalb des sich anschließenden kleinen Strandes steht ein Glaukophan-, Hellglimmer-, Granat- und Omphacit- führendes Gestein an. Es handelt sich um einen retrograd **grünschieferfaziell überprägten Eklogit**. Die Amphibole sind groß und stengelig ausgebildet, die enthaltenen Granate randlich chloritisiert.

Weiter südlich erfolgt ein Übergang zu **Glaukophanschiefer**. Er ist grobkristalliner; die Glaukophane treten gehäuft auf und sind größer. Das Gestein nimmt eine dunklere, violette Färbung an. In die Glaukophanschiefer sind Eklogitlinsen im dm- bis m- Bereich eingeschaltet, an denen mit Hilfe der Druckschatten die Bewegungsrichtung rekonstruiert werden kann. In den Fugen des Eklogites befindet sich sekundär gebildeter Glaukophan.

Oberhalb des Glaukophanschiefers ist ein grob zuckerkörniger, gräulicher Marmor mit etwas Hellglimmer aufgeschlossen.

Entlang des Profils folgt auf den Glaukophanschiefer ein **unreiner Marmor** mit Hellglimmer, Glaukophan und großen Granaten als Relikte aus der Blauschieferfazies; außerdem enthält er Eklogitlinsen und Linsen aus Calcit oder Dolomit.

Ein bis zu 1m mächtiger, **sideritischer Carbonatgang** grenzt diesen unreinen Marmor nach oben hin gegen einen reinen Marmor ab.

Die Landzunge und die vorgelagerte Insel bestehen aus **Glaukophanschiefer**, der sich aus Glaukophan, Epidot, Omphacit, Hellglimmer, \pm Rutil zusammensetzt.

Durch eine Wechselfolge von Marmor, Grünschiefer und Granatbändern wird ein Albit-überblasteter **Grünschiefer** eingeleitet, der Epidot, Zoisit, Glaukophan, Chlorit, Hellglimmer, und als Hochdruckrelikte Omphacit und Granat führt. In den Klüften ist der Epidot eingeregelt.

Es folgt ein von Epidot und Glaukophan dominierter **Blauschiefer** mit nadelig ausgeprägten Kristallen. Der Epidot vertritt hier die Anorthit-Komponente der Metabasite.

Die Edukte der im Profil angetroffenen Gesteine dürften Tuffite in Wechsellagerung mit karbonatischen Sedimenten und vereinzelt Schüttungen von klastischem Material gewesen sein, die im Hochdruck-/ Niedertemperatur- Bereich überprägt wurden. Ein Teil dieser Gesteine durchlief anschließend eine retrograde, grünschieferfazielle Metamorphose.

Dienstag, den 21.09.93

KINI

Wanderung, ausgehend von einer Kuppe SW von Kini, in WSW Richtung an der Küste entlang zur Ormos Lakkoi.

Bei den hier angetroffenen Gesteinen handelt es sich um Grünschiefer, Marmore mit eingeschalteten Linsen aus Metagabbro, Blauschiefer und Serpentin.

Der **Grünschiefer** besitzt als erkennbare Komponenten Epidot, Albit, Chlorit und Hellglimmer.

Die **Blauschiefer** sind sehr feinkristallin. Ihre dunkle Färbung läßt auf einen Fe^{3+} -betonten Crossit schließen. Zusätzlich enthalten sie Zoisit/ Klinozoisit.

Die flaserigen, grobkristallinen **Metagabbros** sind z.T. blauschieferfaziell überprägt und liegen als Linsen im Marmor oder sind in großer Zahl als Lesesteine zu finden. Sie enthalten Omphacite, die randlich bereits in Glaukophan umgewandelt sind und von einer Zoisitmatrix umflossen werden, außerdem körnig ausgebildete Glaukophane und große Granate. In einer Bucht aufgeschlossen findet man anstehend **Serpentin**, der aus einem serpentinisierten Metagabbro entstanden ist und keinerlei Strukturierung mehr erkennen läßt.

Mittwoch, den 22.09.93

KAMPOS

Ausgangspunkt der Wanderung ist das nördliche Ende der Ortschaft Kampos. Morphologisch auffallend sind, bei einem Blick in westliche Richtung, steilstehende Marmorbänke und Blauschiefer. In einem Taleinschnitt nördlich davon fallen perlschnurartig aufgereihete Blöcke, deren Durchmesser im Bereich mehrerer Meter liegt, auf.

Auf dem Weg nach N stehen zunächst **Granat-Glimmerschiefer** mit z.T. boudinierten Quarz-Lagen an, die die starke Verfaltung des Glimmerschiefers gut nachzeichnen. Der Glimmerschiefer enthält das Hochdruckmineral Phengit, das durch gekoppelten Ersatz von $\text{Mg}^{[6]} + \text{Si}^{[4]}$ durch $\text{Al}^{[6]} + \text{Al}^{[4]}$ aus Muscovit entstanden ist.

Im Kontakt zum Glimmerschiefer ist ein **Metagabbro** aufgeschlossen. Er ist flaserig, schiefrig ausgebildet und mit Hilfe von Druckschatten kann die Richtung der Durchbewegung rekonstruiert werden.

Ein Stück weiter am Weg steht ein **Talk-Aktinolith-Fels** mit bis zu dm großen idiomorphen Aktinolith-Kristallen an.

Beim Abstieg zur nördlichen Küste passiert man weitere Metagabbros und **Jadeit-Aktinolith-Felse**, die eine schalige Verwitterung aufweisen. An der Bucht stehen **Omphacit-Zoisit-Felse** an.

Auf dem Rückweg Einstieg in den Anfang des bereits oben erwähnten Taleinschnittes zur W'en Küste hin. Die hier anzutreffenden Blöcke, sogenannte "**Knockers**", bestehen aus einem Eklogitkern und sind von einer Hülle aus Glaukophan umgeben. Sie lagern hier in einer duktilen Serpentin Matrix. Dieser Horizont wird von vielen Bearbeitern als "Melange" gedeutet.

Donnerstag, den 23.09.93

(1) AZOLIMNOS

Geländeübung zum Umgang mit dem Gefügekompaß.

An der Küste NE von Azolimnos sind Marmore, Glaukophanschiefer, helle Glimmerschiefer und Gneise aufgeschlossen.

Durch die relativ feinen Lagen ist die intensive Verfaltung der in Wechsellagerung stehenden Serien sehr gut zu erkennen und einzumessen.

Am Nachmittag fand die Auswertung der gesammelten Meßwerte statt.

Es wurde ein generelles Streichen in Richtung ENE/WSW und ein Einfallen in überwiegend NNW Richtung ermittelt. Außerdem konnten durch das Einmessen von Linearen zwei verschiedene Faltungsrichtungen nachgewiesen werden.

Eine detaillierte Beschreibung der tektonischen Verhältnisse ist im Kartierbericht von Azolimnos aufgeführt.

(2) ERMOUPOLIS

Wanderung am NE-Ende von Ermoupolis die Küste entlang in nördliche Richtung .

Die hier anstehenden, bzw. als Küstengerölle anzutreffenden Gesteine sind:

- Glaukophanite
- Omphacit-Zoisit-Phengit-Felse
- Glaukophanschiefer mit Omphacit, Zoisit, Hellglimmer und Granat-reichen Lagen
- Chloritschiefer mit Magnetit und Pseudomorphosen von Chlorit und Glimmer nach Lawsonit.
- Chlorit-Aktinolith-Granat-Schiefer (eventuell mit Talk) ist vermutlich ein grünschieferfaziell überprägtes Hochdruckgestein.

Freitag, den 24.09.93

(1) KOMITO

S von Angathopes ausgehende Wanderung über Komito in Richtung der SW-Spitze von Syros.

Unterhalb der Straße findet man **Qz-Fsp-Gneise** mit zerbrochenen Granaten, die z.T. einen sulfidischen Kern besitzen. Die dunklen Linsen im Gneis sind vermutlich verwitterte Eklogite.

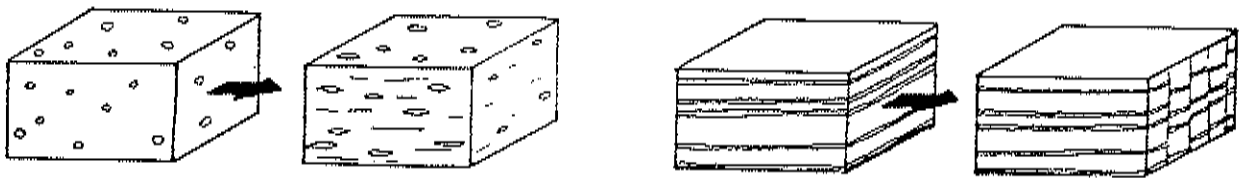
Es ist eine Querverfaltung zu beobachten, die senkrecht zur Einengungsrichtung, d.h. senkrecht zum Druck, auftritt.

Der durch Drucklösung mobilisierte und auf Kluftflächen auskristallisierte Quarz, sowie eingefaltete Quarzlagen setzen voraus, daß in einem kühl-thermalen Bereich Fluide anwesend waren. Die Qz-Lagen sind z.T. zerschert. Auf den Schichtflächen sind "kink-bands" zu sehen.

Etwas weiter südlich lagert oberhalb des Gneises **Grünschiefer** mit einem Mineralbestand aus Quarz, Albit, Chlorit und Epidot. Eingefaltet in den Grünschiefer sind Quarz- und Albit-Segregationen.

Die Einregelung der Albite läßt Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial zu.

Die vorher vermutlich isometrischen Feldspäte waren entweder Blasenfüllungen, die durch Streckung ausgelängt wurden, oder es handelte sich ursprünglich um einen Tuffit mit, durch Mobilisation angereicherten, Lagen aus Feldspat.



Auf dem Privatgrundstück bei Komito befindet sich unterhalb des Hubschrauberlandeplatzes **Gneis** mit einem Kluftnetzwerk aus Erz und Quarz.

Bei dem **Erz** handelt es sich vermutlich um Pyrolusit (MnO_2). Mn wird im kühl-thermalen Bereich bei ca. 150-200°C ausgeschieden, meist als Bicarbonatkomplex transportiert und dann gefällt.

Auf Scherzonen an der Grenze zweier bewegter Schollen sind mit Quarz gefüllte Fiederspalt (Riedel) zu beobachten.

Mittagspause auf einer kleinen Halbinsel etwas weiter südlich. Zu beobachten sind steil ins Meer einfallende **Glimmerschiefer-Gneis-Schollen**. Die hier im Glimmerschiefer auftretenden rostbraunen, blättrigen Lagen dürften vereinzelte Pelitlagen in einem Sandstein gewesen sein.

In nicht Schieferungs-parallelen Bändern ist Qz-Ab-Segregation zu sehen.

(2) MEGAS GIALOS

Küstenprofilaufnahme von einer kleinen Brücke SE' von Megas Gialos ausgehend in Richtung E. Aufgeschlossen sind Gneis, Glimmerschiefer, Marmore und Grünschiefer.

Das Profil beginnt mit einer Wechsellagerung von **Gneis** und **Glimmerschiefer**.

Der Gneis besteht aus Qz, Feldspat, Hellglimmer, \pm Chlorit. Er besitzt ein sehr feines Schieferungsgefüge, in dem z.T. boudinierte Qz-Bänder im dm-Bereich und kleinere Feldspat-Boudinagen liegen.

Die Hauptbestandteile des Glimmerschiefers sind Chlorit und Hellglimmer. Er enthält kleine Qz- und Karbonat-Bänder und weiter östlich außerdem kleine Karbonatgerölle. Das Ausgangsmaterial ist in beiden Fällen sedimentär.

In östlicher Richtung folgen **Marmorbänke** und **Grünschiefer**.

Die Ausbildung des Grünschiefers reicht von sehr dicht und massig bis hin zu grobkristallin.

Der dichtere Grünschiefer enthält neben hellen Amphibolen, Albit, Epidot und \pm Turmalin (Schörl) vor allem Chlorit, der eine dunklere Färbung bedingt.

Der gröbere und auch hellere Grünschiefer ist eher Epidot-betont und führt, neben Albit und Chlorit, teilweise auch kleine Karbonatgerölle.

Durch den Grünschiefer ziehen sich Bänder aus früh segregiertem und zuckerkörnig rekristallisiertem Quarz, die alle Faltungen mitgemacht haben. Gänge aus Quarz und Albit hingegen sind Spätbildungen..

In großen Linsen (bis 150 x 50cm) aus Feldspat und Quarz kommt neben Calcit auch untergeordnet Hämatit vor.

Mittwoch, den 29.09.93

ERMOUPOLIS

Wanderung ausgehend vom NE-Ende von Ermoupolis nach N bis zur Bucht von Koraki. Am Rand der isohypsenparallelen Schotterstraße zur Mülldeponie der Insel sind **Marmore** und **Blauschiefer** in Wechselfolge aufgeschlossen. In einer Marmorbank eingeschaltet ist eine Grünschieferlage. Vereinzelt sind limonitische **Erzgänge** zu erkennen.

Eine ausgeprägte Bruchtektonik kann hier gut beobachtet werden.

Martina Sigg & Kerstin Thalmann

14

**Karte vom Gebiet
nordöstlich von Mega Gialos
im Rahmen
des Kartirkurses auf der Insel Syros**

Sommersemester 1993

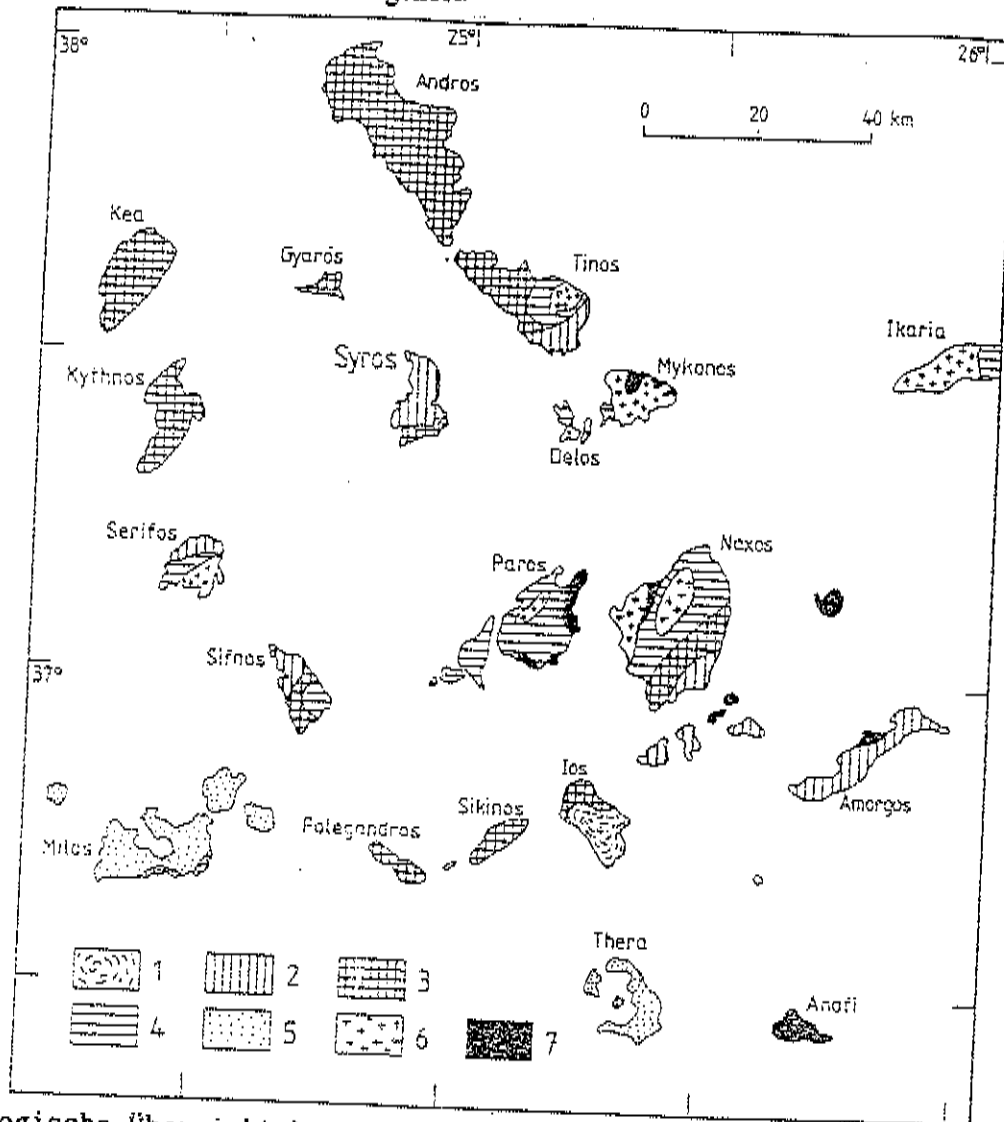
vorgelegt von Ewa Warianka

Inhaltsverzeichnis :

- 1) Einleitung
- 2) Karte
- 3) Schichtbeschreibung
- 4) Profil
- 5) Tektonische Daten und ihre Interpretation

1) Einleitung

Die Insel Syros gehört zu den Kykladen, einer Gruppe von über 200 griechischen Inseln in der Süd - Ägäis. Sie sind Teil des Attisch - Kykladischen Kristallins, das zu den zwischen Jura und Tertiär gebildeten Helleniden gehört.



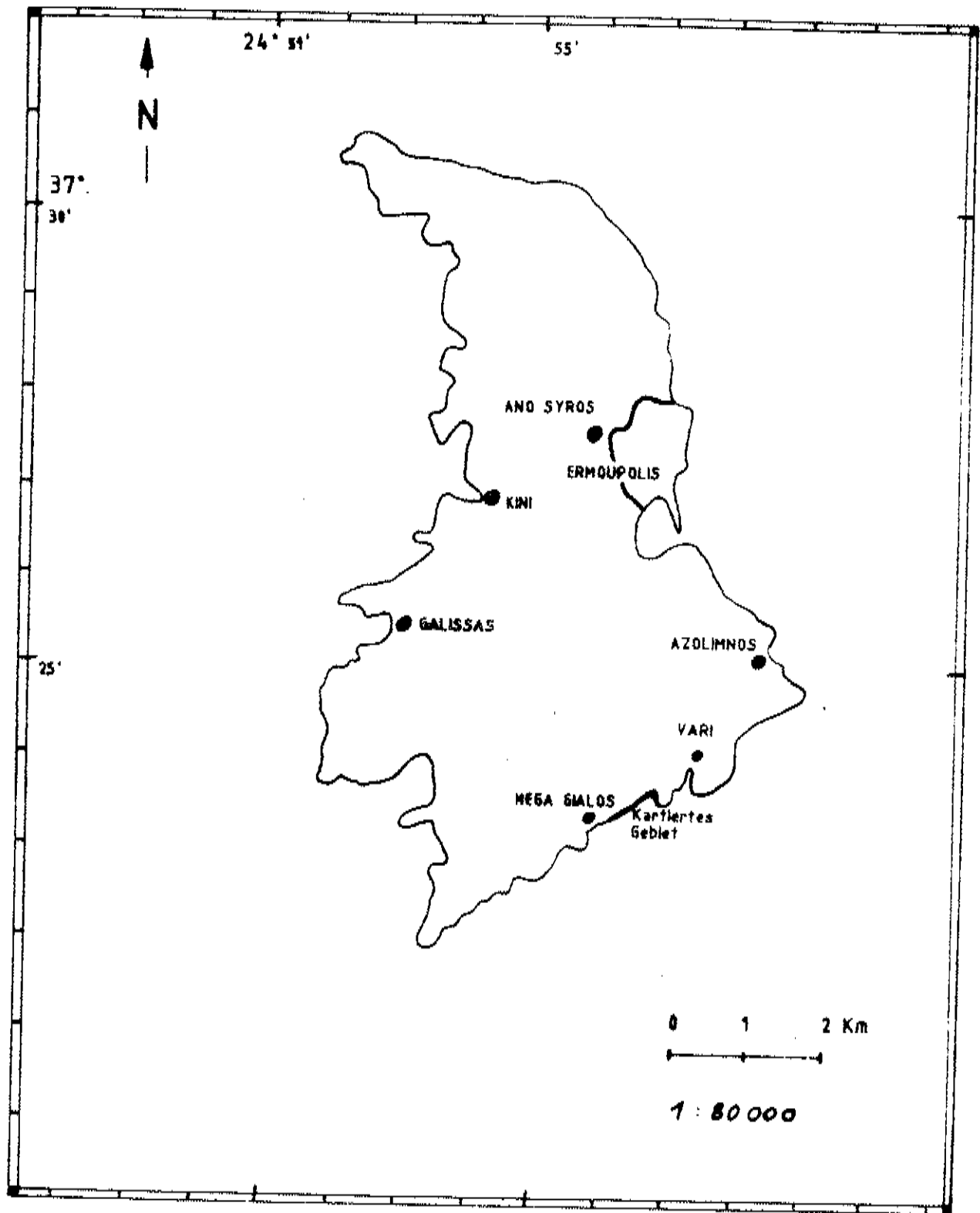
Geologische Übersichtskarte des zentralen Attisch-Kykladischen Kristallins nach ALTHERR et al. (1979, 1982a), RIDLEY (1984b) und DÜRR (1986).

- 1 - Gneise, eventuell präalpidisches Grundgebirge.
- 2 - Hochdruckmetamorphite eozänen Alters.
- 3 - Hochdruckmetamorphite, von einer oligozänen-miozänen Grünschiefermetamorphose überprägt.
- 4 - Oligozäne-miozäne Grünschiefermetamorphite.
- 5 - Tertiäre und quartäre Vulkanite.
- 6 - Tertiäre S- und I-Typ Granitoide, Migmatite.
- 7 - Undifferenzierte Gesteine höherer tektonischer Einheiten.

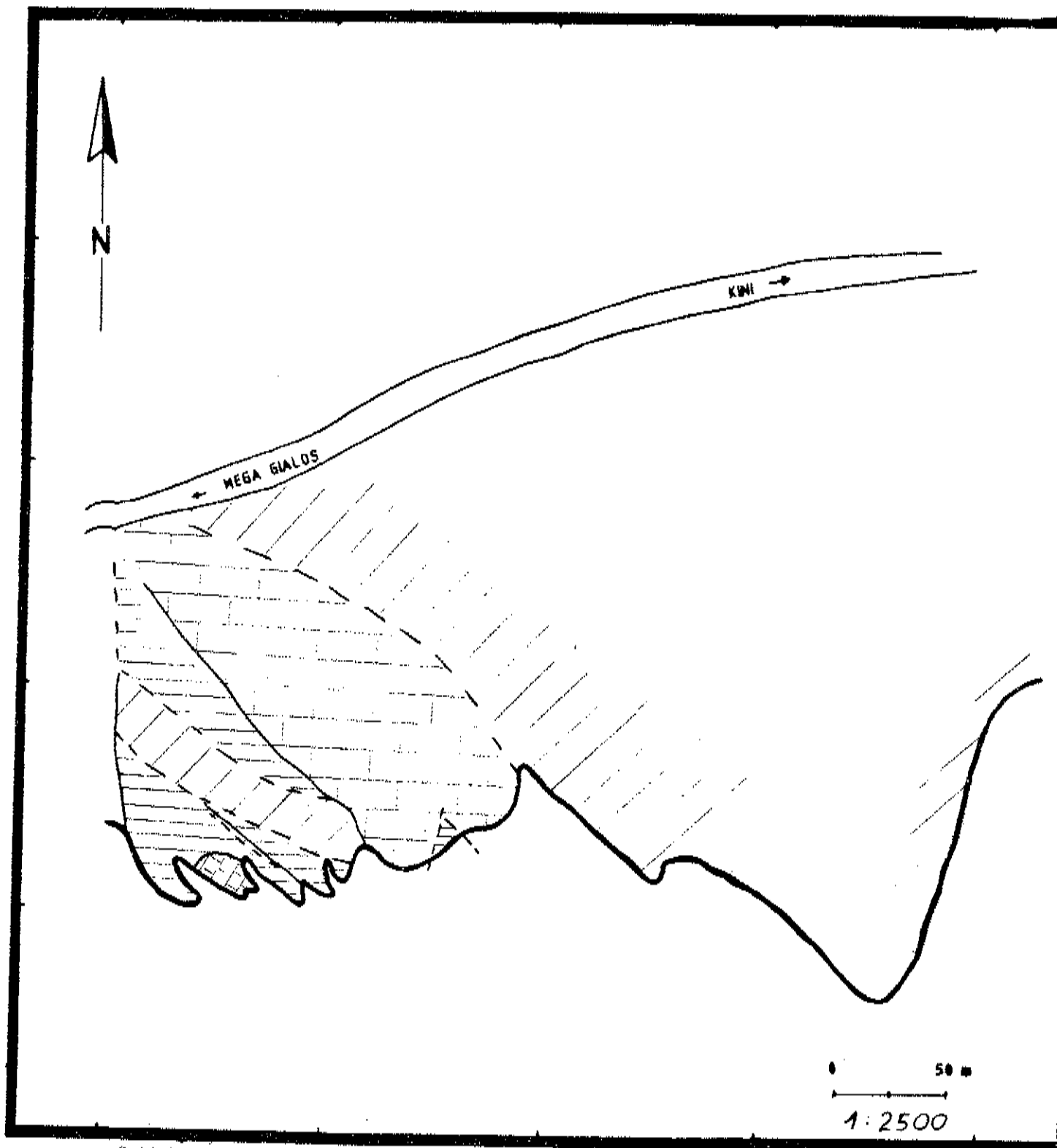
Auf der Insel Syros findet man nebeneinander Gesteine die durch Subduktion eine Hochdruck - Niedertemperatur - Metamorphose erfahren haben und Gesteine die beim Aufstieg Grünschieferfaziel überprägt wurden, so wie auch Marmore.

2) Karte



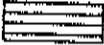


Das kartierte Gebiet liegt im Süden der Insel, nordöstlich des Dorfes Mega Gialos.



Die folgende Karte zeigt das Ergebnis der Kartierung mit allen im Gelände beobachteten Schichten.



Schichten :

- | | |
|---|---------------------------|
|  | Marmor |
|  | Grünschiefer |
|  | Gneis mit Glimmerschiefer |
|  | Karbonatdecke |
|  | Quarzadern |

3) Schichtbeschreibung

3.1) Marmor

- Mineralbestand (makroskopisch) : Calcit und Dolomit
- Gefalteter Block, der zwischen Grünschiefern und Gneisen liegt.
- An den Grenzen gibt es mehrere Störungslinien, die den Marmor von Glimmerschiefer und Grünschiefer trennen.
- Mittelkörniges Gestein, mit erkennbare Bankung, die durch Deformation entstand.
- Ausgangsgestein : Kalkgesteine, die an der Subduktionszone durch Versenkungsmetamorphose verändert wurden.

3.2) Grünschieferfazielle Gesteine

- Mineralbestand (makroskopisch) : Chlorit, Epidot, Albit, Amphibol;
Die Epidotgehalte variieren innerhalb der grünschieferfaziellen Einheiten.
Die Chlorit- und Epidotkristalle sind eingeregelt, Albitkristalle statistisch verteilt.
- Die Schieferung, die Bewegungsflächen abbildet ist parallel zur stofflichen Bänderung.
- Massige, ungefaltete und lagige, verfaltete Grünschieferlagen könnten bei einer größeren Auflösung der Karte unterschieden werden.
- Die Klüftung entstand wegen der Anisotropie des Gesteins.
- Die zuckerkörnig rekristallisierten Quarzbänder die zu sehen sind, wurden schon sehr früh segregiert, denn die sind gefaltet, haben also die Deformation mitgemacht.
- Ausgangsgestein : Hochdruckgesteine mit basaltischem oder mergeligem Ausgangschemismus, die sich beim langsamen Aufstieg den erniedrigten Druckbedingungen in höheren Krustenstockwerken anpassen konnten.

3.3) Gneis mit Glimmerschiefer

- Mineralbestand (makroskopisch) :
 - a) Gneis: Quarz, Feldspat, Hellglimmer, wenig Chlorit.
Feinkristalliner Gneis mit Schieferungsgefüge.
Einzelne Lagen sind Quarzbetont.
 - b) Glimmerschiefer : Chlorit, Hellglimmer, Quarz, Feldspat.
Stellenweise kleine Quarz- und Karbonat - Bänder, mitgefaltet.
Bruchdeformiert.
- Wechselfolge von beiden Gesteinen in einer Einheit.
- Die Gesteine wurden zusammen verfaltet.

- Störungslinien an der Grenze zum Marmor.

- Ausgangsgestein :

a) Gneis: Arkose

b) Glimmerschiefer: Ton

3.4) Karbonatdecke

- Fest versinterter Hangschutt.

- Im Anschnitt sind mehrere Marmorbänke im Wechsel mit Glimmerschiefer zu sehen.

3.5) Quarzbänder

- Im Glimmerschiefer und im Grünschiefer auftretenden Quarzadern.

- Zum Teil rekristallisiert.

- Mit den jeweiligen Gesteinen verfaltet.

5) Tektonische Daten und ihre Interpretation

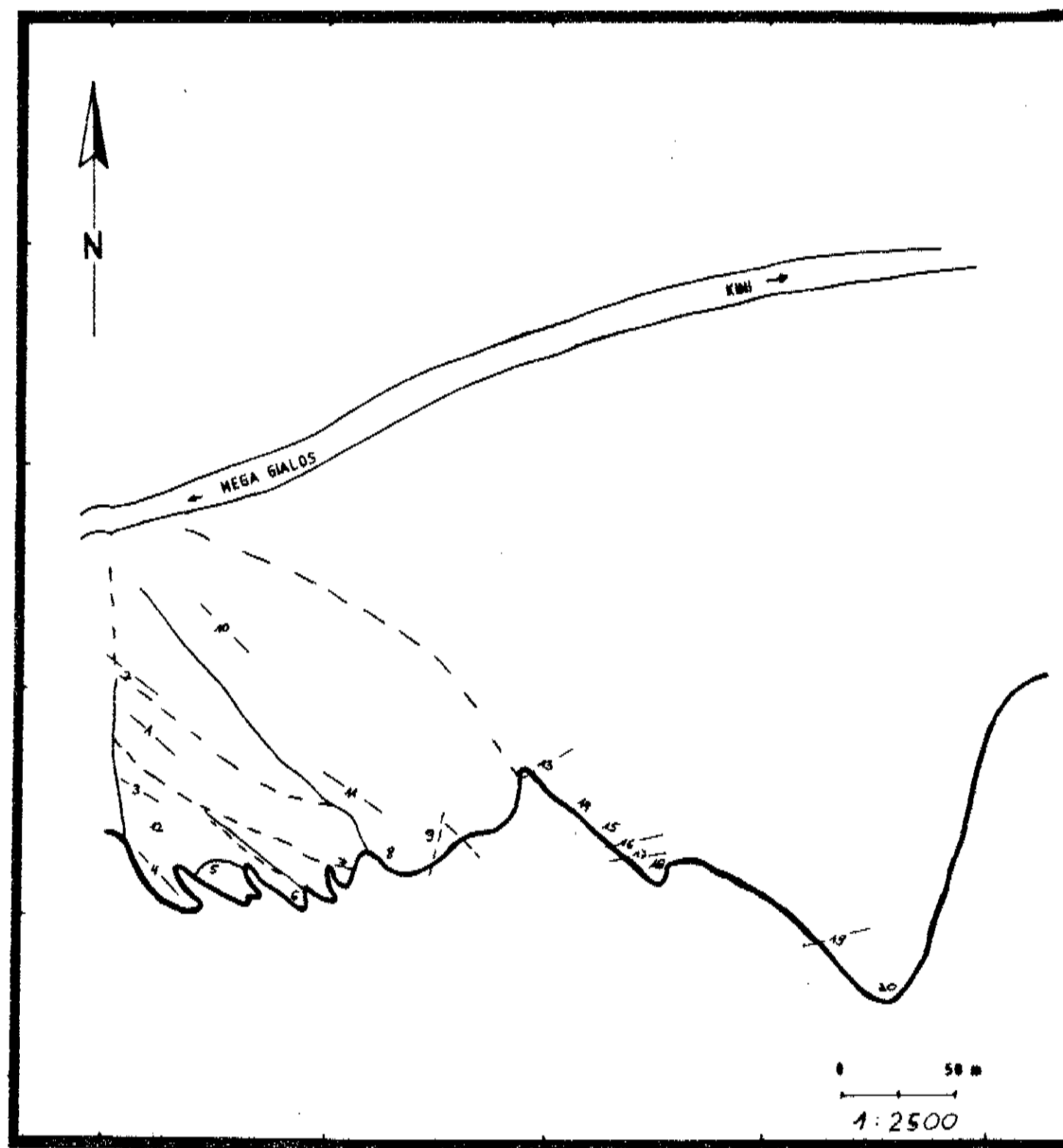
In der folgenden Tabelle wurden alle Meßwerte zusammengestellt.

Beim Aufnehmen der Schichtung wurde nicht zwischen Schichtgrenzen und parallel zu ihnen verlaufender Schieferung unterschieden.

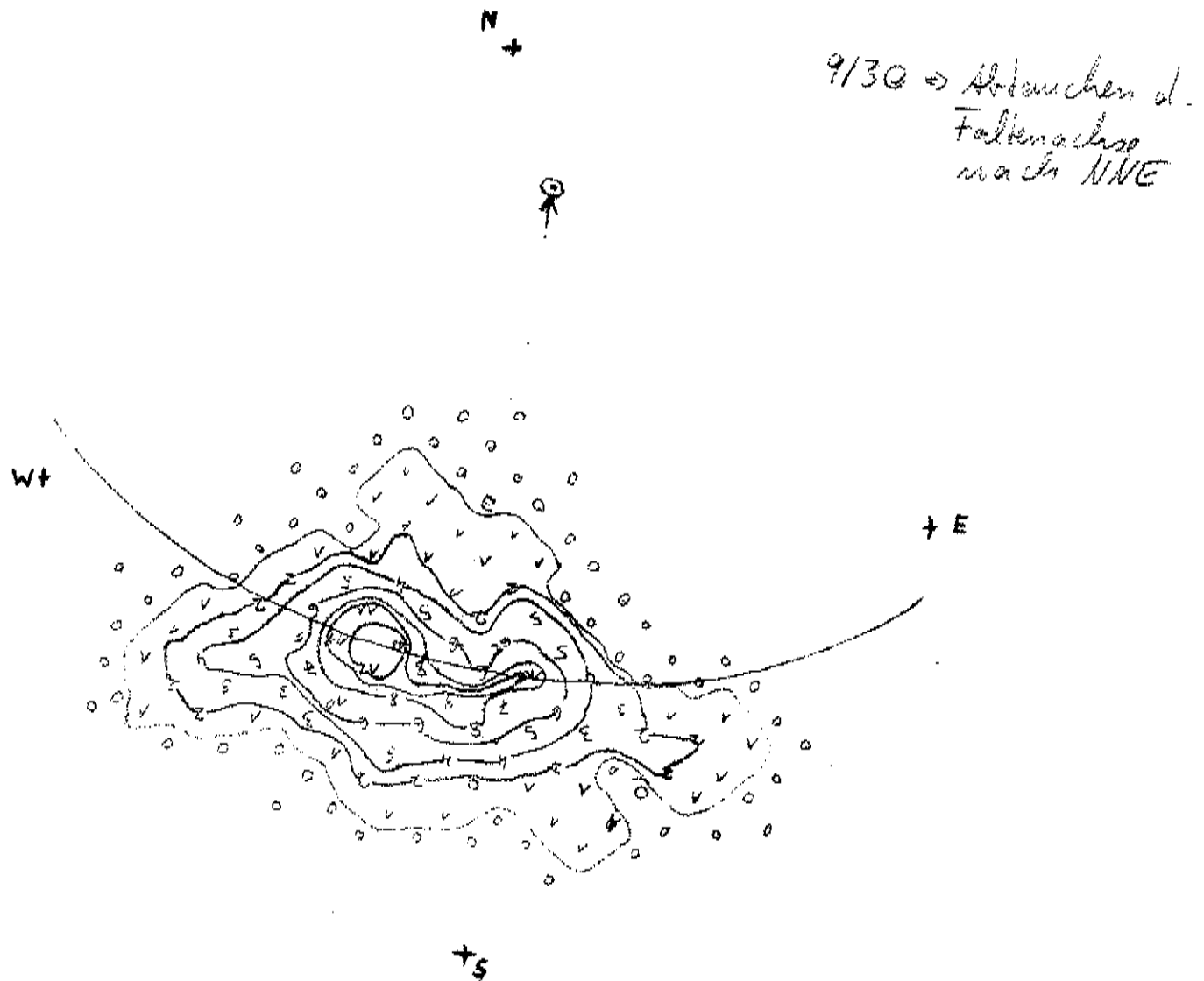
Meßstelle	Schichtung
1	054/65 054/70 054/55 054/50
2	044/33 045/33 050/45 054/45 036/45
3	016/30 034/34 010/45 038/45 050/60
4	054/55 042/32 030/40 032/30 038/33 040/37 036/41 040/35
5	026/50 012/45 010/40 008/45 054/40 064/35
6	028/40 040/35 036/25 342/25 345/28 024/45
7	012/35 008/32 010/30 012/35

Meßstelle	Schichtung
8	314/65 320/58 094/15 050/30 046/15 334/12 330/40
10	044/45 030/45
11	036/25 046/25 025/35 024/34 030/40 020/25 018/32
13	340/60 328/45 334/33 340/28 338/25
15	344/40 012/50
16	350/45 360/42
17	062/60 356/40 354/35 350/35
18	334/40 348/28

Die folgende Karte zeigt die Lage der Meßpunkte.



Die Auswertung der Daten ergab das folgende Bild :



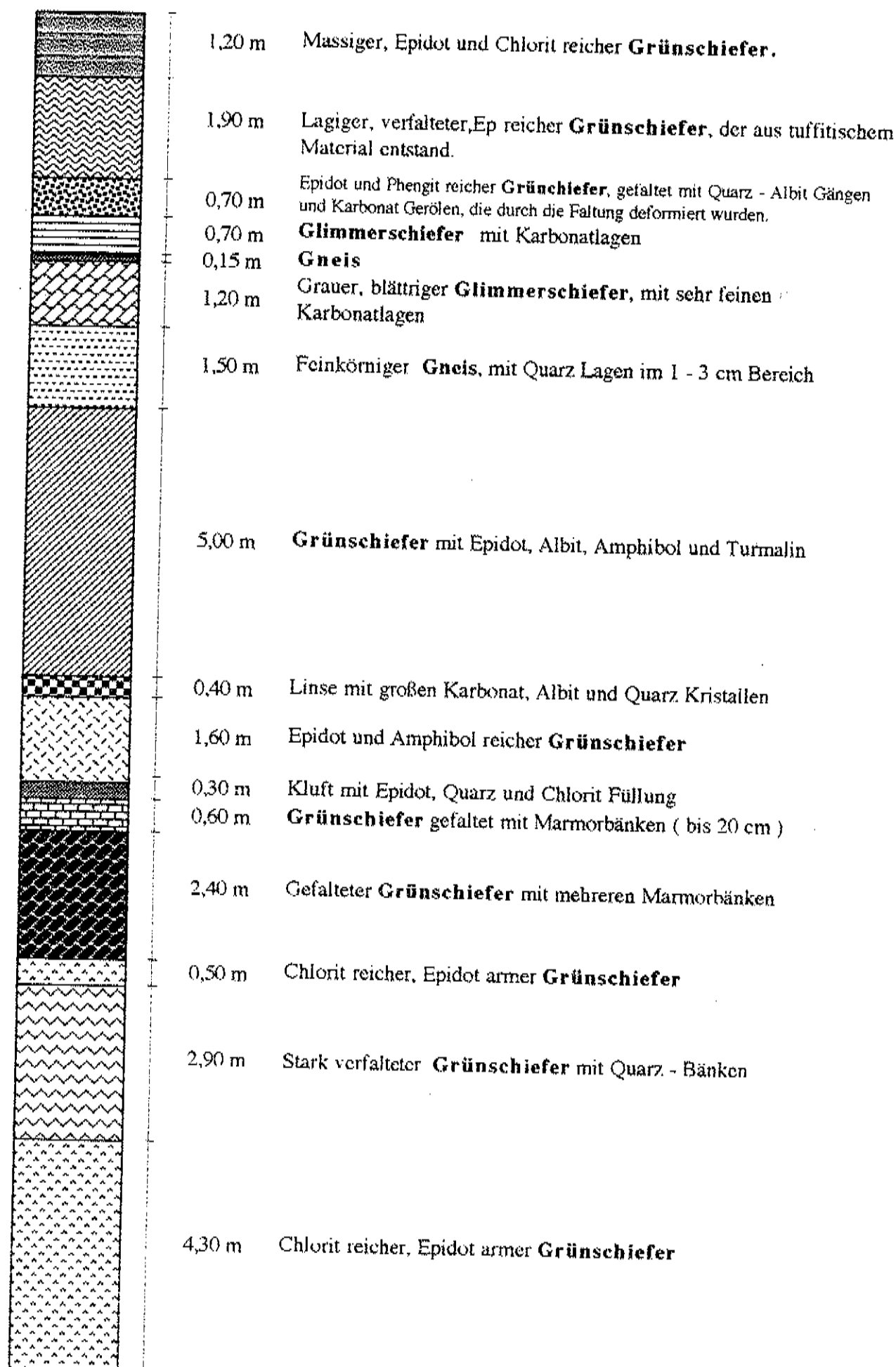
Ergebnis :

- Abtauchen der Faltenachse nach NNE

5) Profil

Um die Vielfalt darzustellen wurde an der Meßpunkt 18 ein Profil aufgenommen, mit einer größeren Auflösung und genaueren Beschreibung der Schichten.

Profil



MINERALOGISCH- PETROLOGISCHE EXKURSION

AUF SYROS IM SEPTEMBER 1993

Kartierung nördlich von Azolimnos vom 27/ 28 September 1993

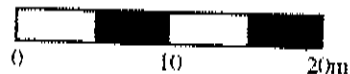
Leitung: Ingo Braun

Protokollant: Holger Grote

Inhalt:

- 1.) Karte
- 2.) Beschreibung mit Bildanhang

1:500



- ☐ Glaukophangneis
- ☐ Marmor
- ☐ Glaukophangneis, granatreich
- ☐ Glaukophangneis, omphazitreich
- Omphazitbomben
- Faltenachse
- Störung
- vermutete Störung
- Quarzgang

Das Arbeitsgebiet befindet sich im Osten der Insel Syros und nördlich des Ortes Azolimnos. Der kartierte Küstenstreifen umfaßt etwa 120 m und ist in einem Maßstab von 1:500 angefertigt.

Überwiegend sind sowohl Gesteinseinheiten von Glaukophangneis, der in seiner Abfolge noch weiter differenziert wird, als auch Marmor aufgenommen.

Im südlichen Teil des metamorph überprägten Gebietes findet man ausschließlich Glaukophangneise mit einer Mineralassoziaton von Glaukophan, Granat, Glimmer, Quarz, Feldspat, Chlorit und Epidot. Dabei bestehen die hellen Lagen vorwiegend aus Quarz, Feldspat und Glimmer, die dunklen Lagen aus Granat, Glaukophan, untergeordnet aus Quarz, Feldspat und aus eventuell sekundär gebildetem Chlorit und Epidot.

Diese Bänderung hat eine Mächtigkeit von etwa 0,1 cm bis 10 cm.

Sowohl im Süden, als auch im Norden bestehen innerhalb der Glaukophanserie Segregationen von Quarz (Bild 1).

Vorwiegend im Süden des Arbeitsgebietes findet man im Gelände Omphazitbomben, die unregelmäßig im Glaukophangneis eingeschaltet sind. Vermutlich sind sie Relikte des Ausgangsgesteins, das eine eklogitische Mineralparagenese aufwies.

In nördlicher Fortsetzung des Profils nehmen dann Omphacitlinsen an Häufigkeit und Größe zu (Bild 2). Dieser Mischkristall der Natronpyroxen-Reihe reichert sich in Bändern, im weiteren Verlauf der Küste im Glaukophangneis so stark an, so daß er als "Glaukophangneis, omphazitreich", als eigene Einheit auskartiert wird (Bild 3). Diese Bänder haben eine Breite von etwa 15- 50 cm.

Der Granat, der im südlichen Bereich des Profils noch mehr oder weniger gleichverteilt vorliegt ist nunmehr lagenweise stark angereichert (Bild 1). Er wird deshalb auch im Norden als "Glaukophangneis, granatreich" gesondert auskartiert. Auffällig ist die teilweise starke Chloritisierung der Mineralkörner, die ihren "retrograden Höhepunkt" in der völligen Auslöschung des Granates findet. Hier werden ebenfalls Druckschatten beobachtet, die ein Rotieren der Granate widerspiegeln und somit ein Scherereignis innerhalb der Lagen belegen.

Diese liegenden Decken (Glaukophangneis) sind von einem calcitreichen Marmor überlagert, der bedingt durch eine Nord- Süd- Scherzone bis zu 50 m versetzt ist.

Am Kontakt dieser beiden Einheiten finden sich im Glaukophangneis eingeschaltete Calcitbänder.

Gleiches Einfallen und Faltenachsen sprechen für eine syngenetische Faltung von Marmor und Glaukophangneis.

Die s- Flächen des Arbeitsgebietes streichen NW- SE und fallen mit etwa 30° nach NW ein (S- Flächenmaximum $333^\circ/270^\circ$). Die konstruierte b-Achse fällt demnach mit 35° nach NW ein (π - Pol: $308/35$, Abb. 1).

Neben den Hauptfalten liegen im Gestein ebenfalls Kleinfalten vor, die gleiche geotektonische Daten aufweisen. Die Tatsache, daß sich auch auseinandergerutschte Gesteinspakete nicht in ihrem Streichen und Einfallen unterscheiden spricht für ein später eingetretenes Deformationsereignis, welches die Hauptstörung in Nord- Süd- Richtung verursacht hat.

Desweiteren beobachtet man senkrecht zu dieser Hauptstörungszone zwei weitere Störungen die 90° Grad streichen.

Neben der Blattverschiebung liegen auch Versetzungen vor, die ein Auf- oder Abschieben von Glaukophangneis gegen den Marmor bedingen.

Zwei annähernd senkrecht zueinander stehende Kluftsysteme, die überwiegend mit Quarz gefüllt sind werden im nördlichen, als auch im südlichen Küstenstreifen beobachtet.

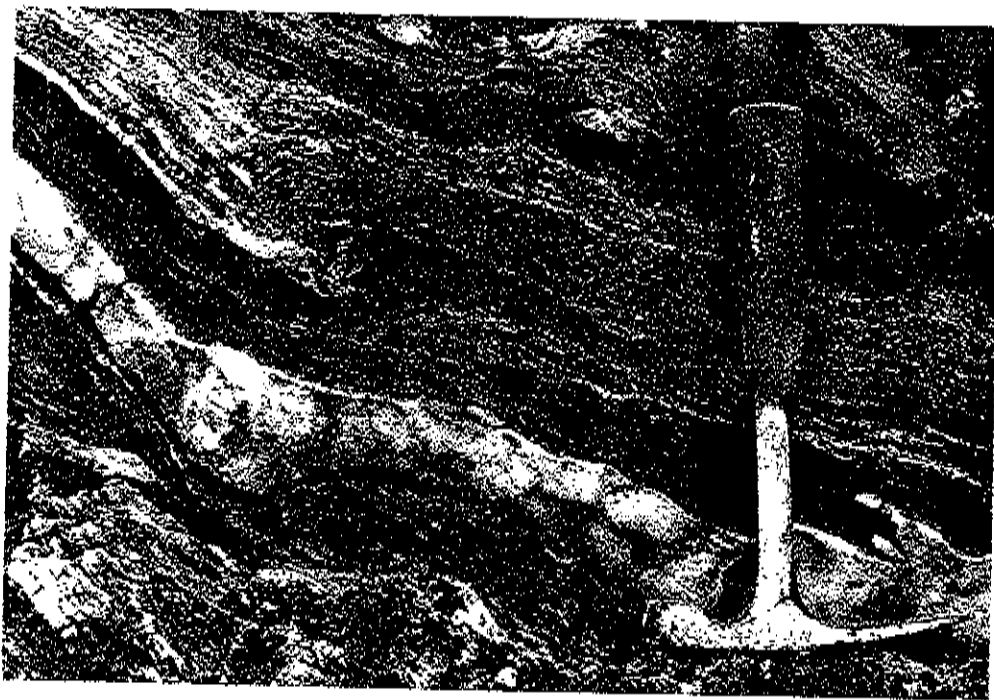


Bild 1



Bild 2



Bild 3

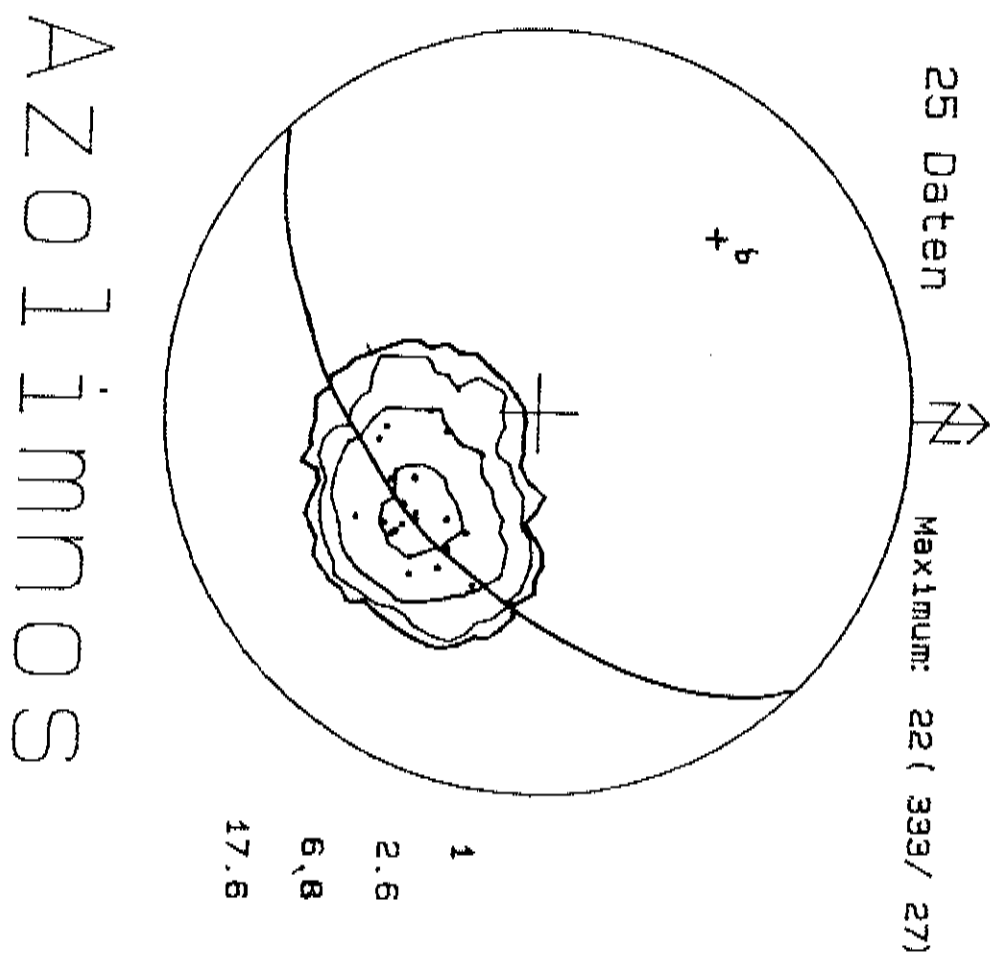


Abb. 1

Gesteinsbeschreibung zur Kartierung in der Umgebung von Kini

Bericht : Daniela Borath

Übersicht :

Die Stadt Kini liegt an der Westküste von Syros, ca. auf gleicher Höhe mit der Hauptstadt Ermoúpolis. In einem ca. zwei Km. langen Streifen lassen sich Grünschieferfazial überprägte Hochdruckgesteine finden, deren Blauschieferfaziale Mineralparagenesen völlig ausgelöscht, oder nur noch geringfügig vorhanden sind.

Desweiteren finden sich Gesteine der Blauschiefereinheit die unverändert vorliegen oder nur schwach von der Grünschiefermetamorphose überprägt wurden. Diese Einheit enthält auch mächtige Marmorfolgen.

Grünschiefer :

Dies ist ein Sammelbegriff für grüne, überwiegend feinkörnige metamorphe Gesteine der Grünschieferfazies (niedriger Metamorphosegrad). Die grüne Farbe geht auf den hohen Volumenanteil der grünen Minerale Chlorit, Epidot und Aktinolith zurück. Das Gefüge ist vielfältig.

Lokalität-Nr	Minerale	Sonstiges
1	Epidot, Glaukophan, Chlorit, Hämatit, Hellglimmer, Quarz, Karbonat	Epidot gut eingeregelt, kleine Dehnungsflexuren (Zerrfugen) cm-dicke Lagen parallel zur Schieferung mit Quarz und Karbonat gefüllt, an jüngeren Klüften Bleichung mit Chloritisierung
2	Epidot-reich, wenig Glaukophan, Chlorit	intensiv stofflich gebändert
3	Epidot-betont, z.T. neu gesprosst	Chloritschieferlage als Scherhorizont
4	Granat, Epidot, Chlorit	Versinterung an Klüftflächen
8	Epidot-betont Chlorit-betont, Aktinolith Granat, Turmalin, Aktinolith	mit dunklen "Flatschen" aus Blauschiefer nach ca. 10 m Übergang zu sehr feinkörnig, nach weiteren 10 m: grünes Gestein, vermutlich ehemaliger Eklogit
15	Epidot, Chlorit	keine markante Schieferungsfläche
26,36	Glimmer-reich	hell, feinkörnig

Blauschiefer :

Gewöhnlich tief- bis grünlich blaue, dickschiefrige Gesteine der Hochdruckstufe des niedrigen Metamorphosegrades (Blauschieferfazies). Hauptminerale sind blaue Alkali amphibole wie z.B. Glaukophan. Je nach Gesteinszusammensetzung treten Epidot, Calcit, Chlorit, Quarz, Glimmer u.a. auf.

Viele Blauschiefer weisen eine deutliche Bänderung auf, die auf alternierende Lagen reich an Amphibol oder Epidot/Feldspat zurückzuführen ist.

Wechselagerungen von Grün- und Blauschiefern treten nicht selten im Dezimeterbereich auf.

Lokalität-Nr	Minerale	Sonstiges
10	Glaukophan, Omphacit, Epidot	Wechselagerung mit Gneis und Grünschiefer
13	Epidot-reich	
19	Epidot, Granat	
20	Epidot, Glaukophan	
22	Glaukophan	Übergang zu Glimmer- und Grünschiefer
5	Glaukophan, Chlorit, Granat	Blau/Grünschiefer, grobkristallin grüne Partien mit Hochdruckrelikten
24	Epidot	Blau/Grünschiefer Epidot-Boudinage, Bänderung
35	Omphacit	Blau/Grünschiefer
39	Epidot-reich	

Glimmerschiefer :

Glimmerschiefer sind mittel- bis grobschuppige Gesteine mit deutlicher Paralleltexur. Der Mineralbestand ist im Wesentlichen Quarz, Heliglimmer und Muskovit. Da die Metamorphosebedingungen einen großen Temperaturbereich überdecken, können eine Reihe von weiteren wichtigen Mineralen auftreten, wie Chlorit, Granat, Calcit, Epidot, Aktinolith, Hornblende, Turmalin u.v.a., je nach Chemismus des Ausgangsgesteins.

Lokalität-Nr	Minerale	Sonstiges
6	Glimmer, Chlorit, Granat	Gneisartige, Glimmerreiche Lage an der Basis Grünes Gestein aufliegend, Granat-Horizont, wobei Granat chloritisiert
7	Glimmer, Glaukophan	starke Fältelung
9	Glimmer, Chlorit	reich an mitgefälteten Quarzsegregationen
11	Glaukophan, Chlorit, wenig Glimmer, Epidot	Karbonatreicher Schiefer
12	Granat, Glimmer, Quarz, Feldspäte	Vergrünung durch Chlorit, zahlreiche Zerrfugen
14	Glimmer, Chlorit	
16, 25	Granat-führend	
17, 18, 21, 27	Glimmer, Chlorit	
28	Glimmer-reich, Granat-führend	Boudins, runde Albit-"Einsprenglinge"
29	Amphibol, Omphacit, Granat	Granate von dunkler Matrix umflossen, von Gneis überlagert

Marmor :

Marmor ist generell ein gleichkörniges, mittel- bis grobkörniges Gestein, mit mindestens 50 Vol% Calcit, Dolomit und/oder Aragonit. In reinem Zustand weiß, aber oft durch feinverteilte

Fremdminerale pigmentiert, ist es bei fast allen Bedingungen der Regional-, Kontakt- und Hochdruckmetamorphose stabil.

Lokalität-Nr Minerale

30 Calcit

Sonstiges

vermutlich ehemaliger Aragonitfels, da im Verband mit Hochdruckgesteinen, im Marmor deformiertes Material (Dolomit)

31,32 Calcit,Dolomit

Marmor wechselt mit Grünschiefer

33 Calcit,Dolomit

Wechselagerung mit Blauschiefer und Glimmerschiefer

Sonstige Gesteine :

Lokalität-Nr Minerale

34 Quarz,Feldspäte,Omphacit

Sonstiges

Omphacit-Gneis

Omphacit-reiche Lagen wechseln mit

Glaukophan-reichen Lagen

37 Omphacit,Glaukophan

Omphacit-Nockers, mit Glaukophan-"Hülle"

Auswertung der tektonischen Aufnahmen bei Kini

von Norbert Paas

Die gefügekundlichen Messungen wurden mit dem CLAR-Kompaß durchgeführt. Eingemessen wurden s-Flächen, Faltenachsen sowie Minerallineationen. Bei den s-Flächen handelt es sich um schichtparallele Schieferflächen (sf). Lineationsmessungen wurden überwiegend an orientierten Glaukophan-Nadeln durchgeführt, vereinzelt konnten Meßwerte an Epidot-Linsen vorgenommen werden. Minerallineationen treten vorwiegend im Bereich der Faltenachsen auf, weil dort der gerichtete Druck am größten ist. Somit liegen Faltenachsen (b-Achsen) und Minerallineationen annähernd parallel zueinander.

Die Meßwerte wurden mit Hilfe des Gefügeprogrammpaketes G3 von WALLBRECHER & UNZOG in die flächentreue Polarprojektion des Schmit'schen Netzes eingetragen. Gemessene s-Flächen wurden dabei als Flächennormale der Großkreise dargestellt.

Gruppe Dr. B. Spiering (sw von Kini, Abb. 1 a+b)

Sammeldiagramm 1a zeigt die Belegdichteverteilung der s-Flächen. Das Flächenmaximum liegt bei 309/21. Die meisten Flächen fallen somit relativ flach in westliche Richtung ein. Aus dem s-Flächendiagramm ergibt sich die Existenz zweier Faltengenerationen, auch wenn die eingetragenen Flächenpole verhältnismäßig stark entlang der Großkreise streuen. Die konstruierte Faltenachse der dominierenden Generation taucht flach nach SWW ein (π -Pol: 259/10). Die s-Flächen des zweiten im Diagramm erkennbaren Falten-typs steichen SW-NE sowie NW-SE. Die konstruierte Faltenachse fällt mit 23° nach Westen ein (π -Pol: 92/23). Deutliche Vergenzen lassen sich aus dem Sammeldiagramm nicht ableiten.

Die Lineationsmessungen (Abb. 1b) ergeben ein flaches Abtauchen der Lineare in SW- oder SEE Richtung. Die Differenz dieser Einfallrichtung zu den konstruierten b-Achsen beträgt etwa 25°. Wegen der begrenzten Anzahl der Meßdaten und deren großer Streuung entlang der Großkreise ist diese Übereinstimmung durchaus befriedigend.

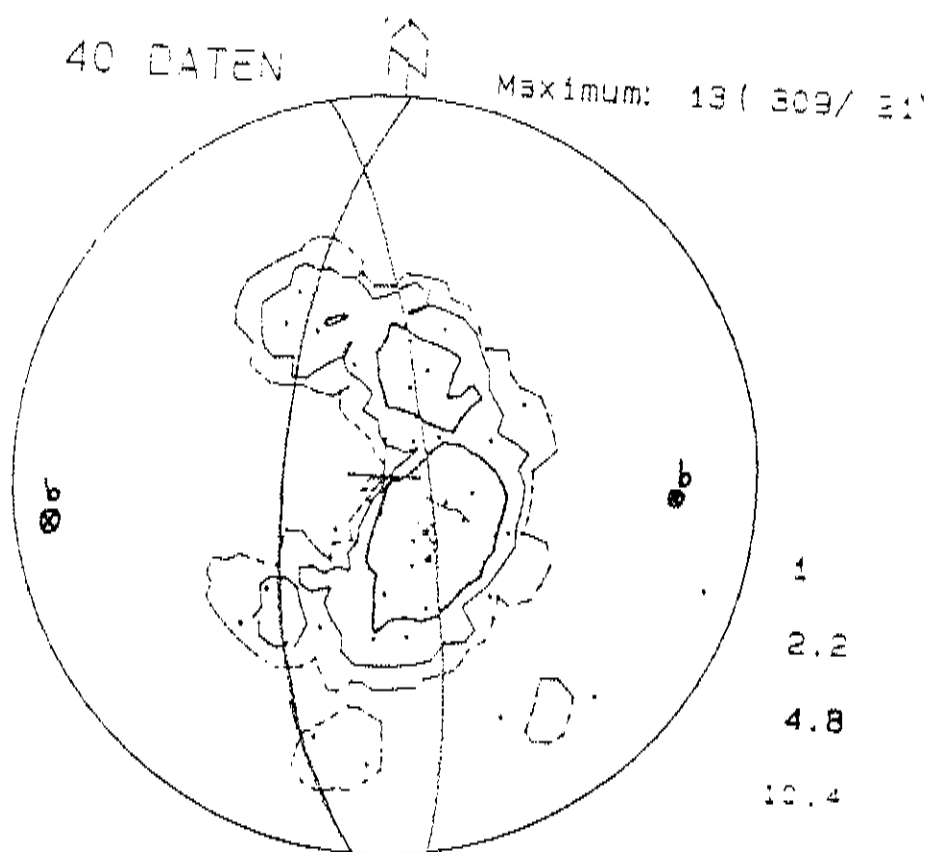


Abb. 1a: S-Flächennormalen der Gruppe Dr. B. Spiering

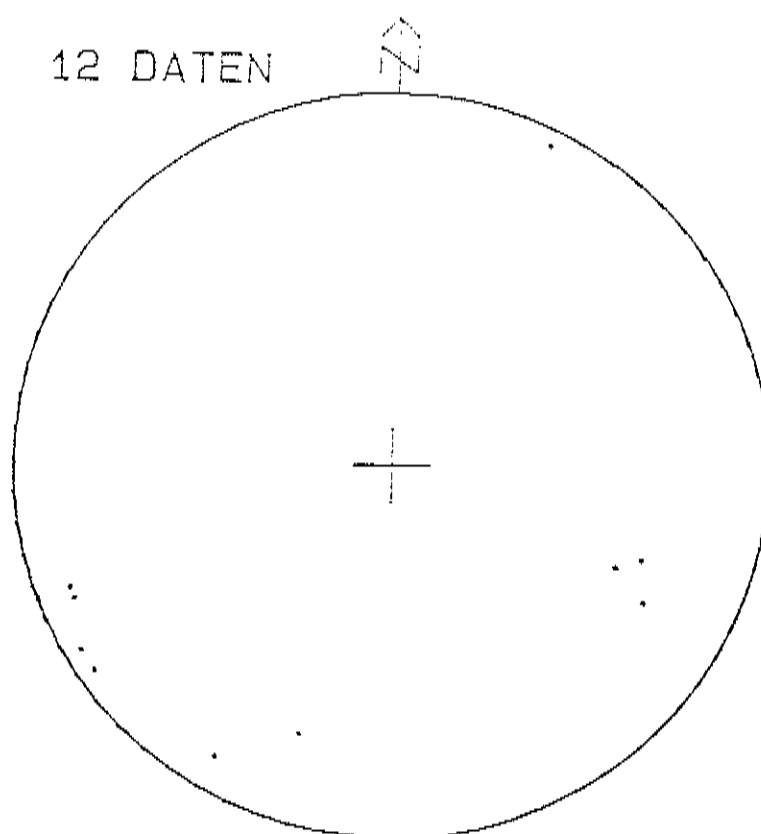


Abb. 1b: Lineationsmessungen der Gruppe Dr. B. Spiering

Gruppe Ingo Braun (sw von Kini, Abb. 2)

Aus dem s-Flächendiagramm läßt sich nur die Existenz einer Faltengeneration konstruieren. Auffällig ist eine deutliche NE-Vergenz der s-Flächen. Die gemessenen Flächen fallen entweder relativ steil (50°) nach NNE ein oder deutlich flacher (25°) in SE-Richtung. Die konstruierte b-Achse fällt mit 27° nach SE ein (π -Pol: 108/27). Dieser Wert deckt sich relativ gut mit zwei im Gelände gemessenen Faltenachsen (82/37; 91/39).

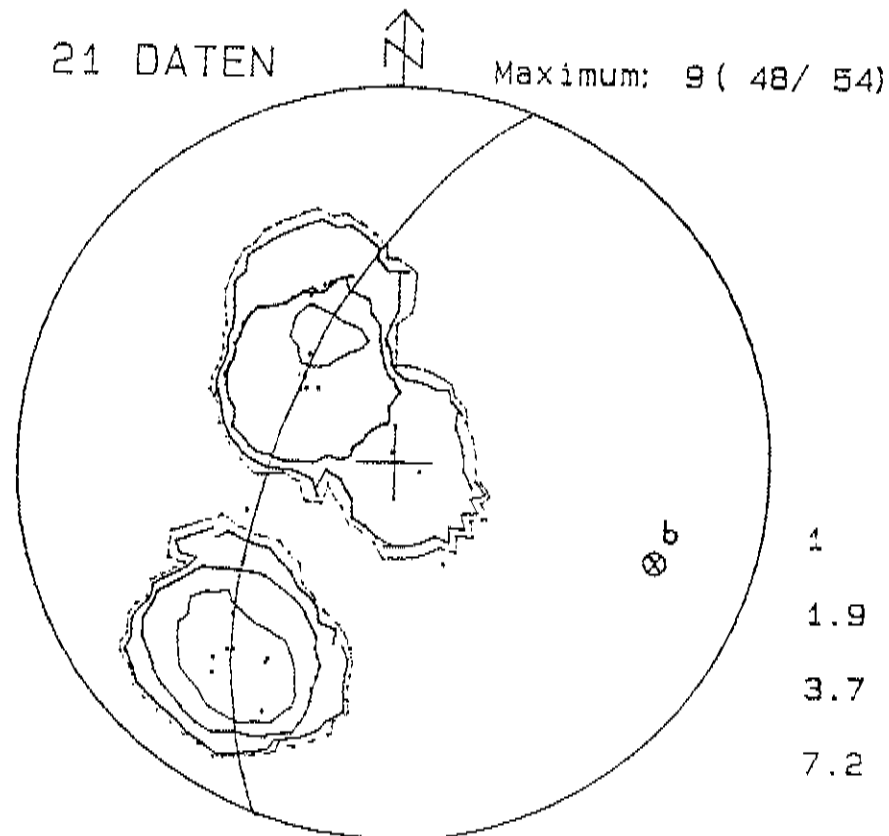


Abb. 2: S-Flächennormalen der Gruppe Ingo Braun

Gruppe Prof. Dr. M. Raith (n von Kini, Abb. 3 a+b)

Die s-Flächen in dem Arbeitsgebiet n von Kini zeigen allgemein ein einheitliches Einfallen um 45° in nördlicher bis nordöstlicher Richtung. Weil eine zweite Punktanhäufung der Flächennormalen fehlt (Abb. 3a), fällt es schwer, die Lage des Großkreises festzulegen. Damit kann auch die konstruierte Lage der Faltenachse nur einen Richtwert darstellen, sie fällt etwa mit 45° nach NE ein (π -Pol: 65/45).

Lineationsmessungen ergeben hier ein bimodales Verteilungsmuster (Abb. 3b), was für die Existenz zweier Faltengenerationen spricht. Schwerpunktmäßig fallen die Lineare schwach in E-ESE-Richtung ein. Nahezu senkrecht zu der ersten Generation liegen die Durchstoßpunkte von Lineationsmessungen der zweiten Faltengeneration. Sie fallen mit etwa 20° nach NNE ein.

Vergleicht man die Lage der aus den s-Flächen konstruierten b-Achse mit den unmittelbar gemessenen Linearen, so fällt auf, daß die konstruierte b-Achse genau im Bereich der Winkelhalbierenden zwischen den Linearen liegt. Dies ist sicherlich eine Folge der ungenauen Lage des Großkreises. Um zu einer eindeutigen Aussage über die Existenz einer zweiten Faltengeneration zu kommen, müßten somit noch weitere gefügekundlichen Meßwerte gewonnen werden.

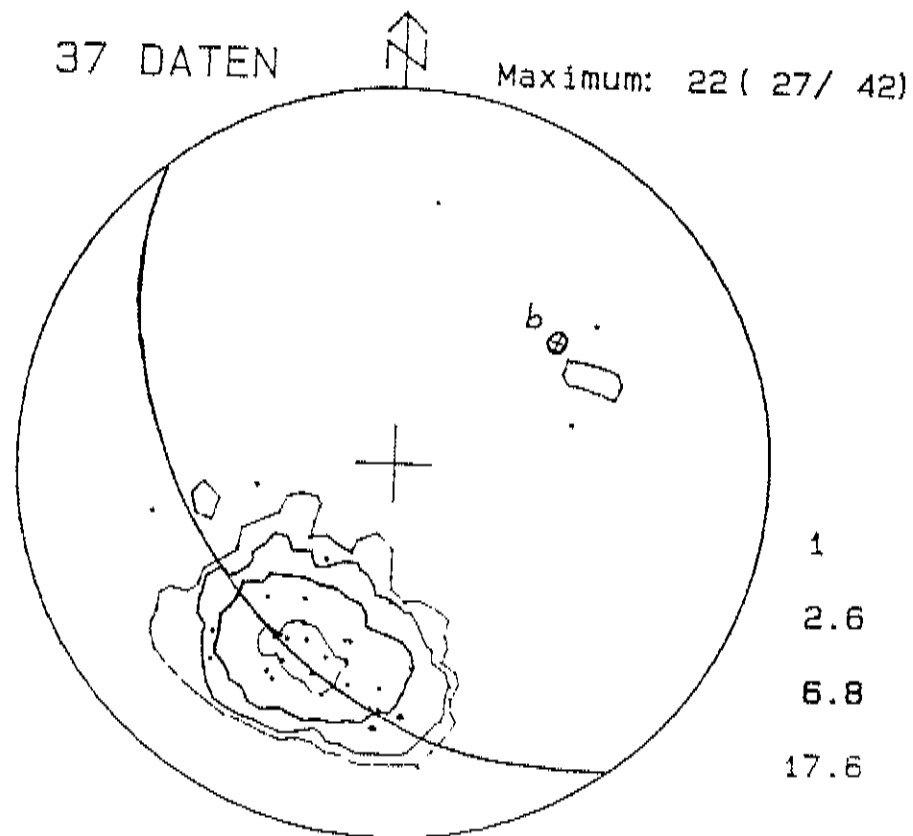


Abb. 3a: S-Flächennormalen der Gruppe Prof. Dr. M. Raith

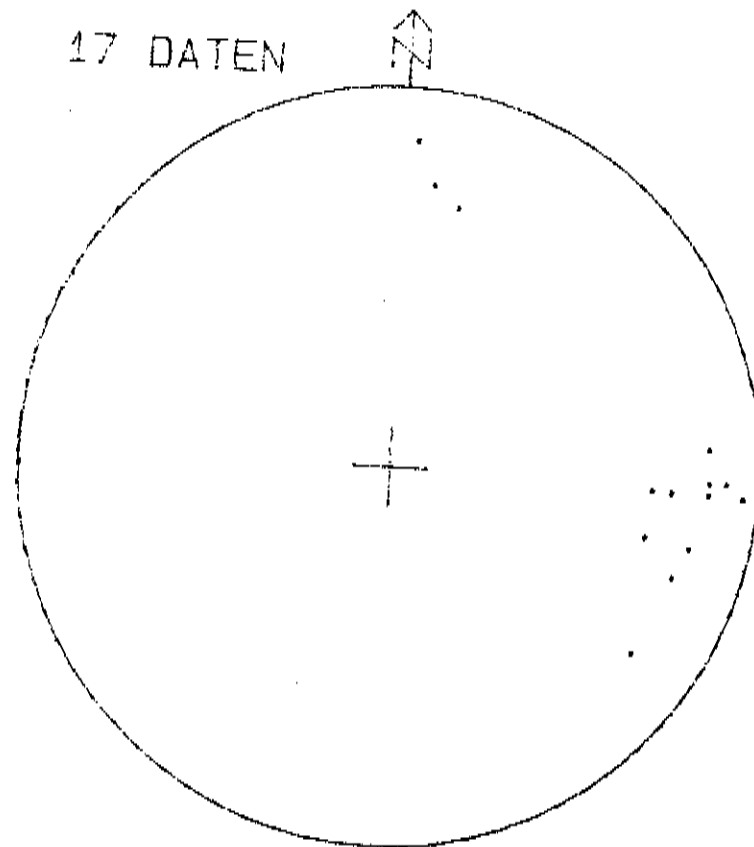


Abb. 3b: Lineationsmessungen der Gruppe Prof. Dr. M. Raith

Zusammenfassung (Abb. 4)

Faßt man die Werte der gewonnenen s-Flächen aller drei Gruppen zusammen (Abb. 4), so lassen sich zwei Großkreise konstruieren, wobei die einzelnen Flächennormalenwerte deutlich streuen. Dominierend sind E-W-streichende s-Flächen, die zu einer nordost-vergenten Faltengeneration gehören. Die konstruierte b-Achse fällt mit etwa 25° nach Osten ein. Die b-Achse der zweiten Faltengeneration fällt ohne deutliche Vergenz mit 11° nach Westen ein.

In den Arbeitsgebieten um Kini existieren damit mindestens zwei Faltengenerationen. Die Abweichung der Großkreise im Sammeldiagramm (Abb. 4) von den s-Flächendiagrammen der einzelnen Arbeitsgebiete begründet sich m. E. durch die entsprechend geringere Anzahl der Flächennormalenpunkte in den Einzeldarstellungen, so daß statistische Fehler auftreten können.

Das Streichen und Einfallen der s-Flächen wechselt innerhalb der Arbeitsgebiete zum Teil

sehr stark, was auf die intensive tektonische Beanspruchung der Schichtpakete zurückzuführen ist. Verwerfungen versetzten die einzelnen "Blöcke" gegeneinander, so daß sich das Streichen und Einfallen der Flächen veränderte.

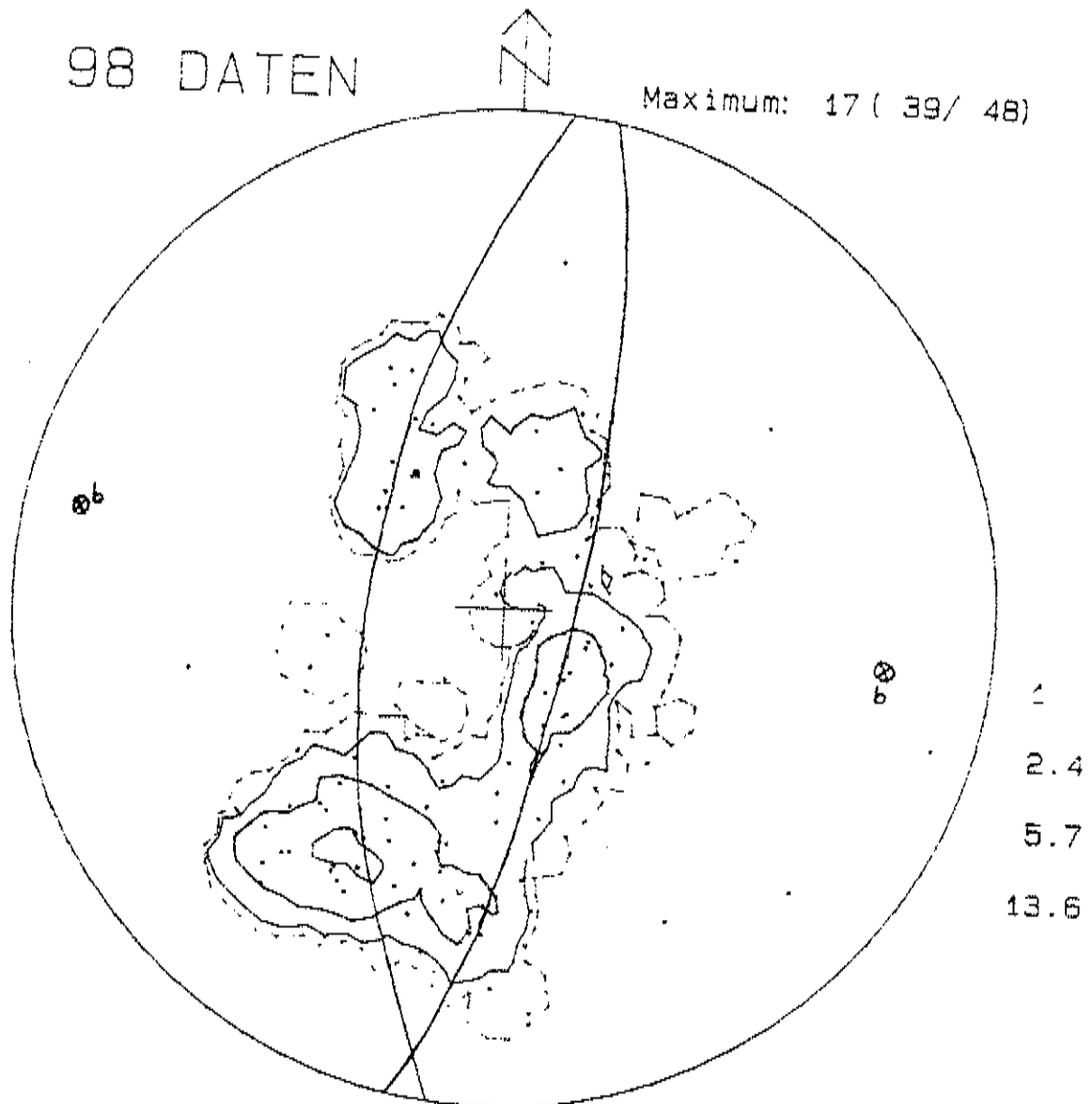


Abb. 4: S-Flächennormalen aller drei Arbeitsgruppen

Literatur

- WALLBRECHER, E. & UNZOG, W. (o.J.): Ein Programm-Paket zur Behandlung von Richtungsdaten.- Institut für Geologie und Paläotologie Universität Graz.
- QUADE, H. (1987): Die Lagenkugelprojektion in der Tektonik -Das SCHMITsche Netz und seine Anwendung-. Clausthaler Tektonische Hefte 20: 196 S.; (Pilger) Clausthal-Zellerfeld.

Gesteinsbeschreibung (Küste bei Vari)

Blauschiefer

Es sind zwei Arten von Blauschiefer zu differenzieren. Der häufiger auftretende ist ein grobkristallines Gestein von dunkelvioletter Farbe. Charakteristisch sind größere Glaukophane und Eklogitlinsen im dm-Bereich. Weitere Minerale sind Granate (teilweise ziemlich groß), Amphibole, Chlorit, Omphacit, Hellglimmer, gelegentlich Rutil und Epidot.

Der zweite Blauschiefer ist durch seinen Epidotreichtum gekennzeichnet, ansonsten jedoch ähnlich ausgeprägt wie der erste. Beide Blauschiefer sind teilweise stark zerklüftet, die Klüfte (bis zu 1 m breit) mit Karbonat und Quarz (zuckerkörnig) gefüllt.

Glimmerschiefer

Der grünschieferfaziell überprägte Glimmerschiefer tritt nur in einem kleinen Bereich (R 40150 H 18760) auf. Neben sehr viel Hellglimmer enthält er chloritisierte Granate und Chlorit.

Gneis

Der Gneis tritt ebenfalls nur in einem schmalen Küstenausschnitt zutage (R 40080 H 18680). Er enthält vorwiegend Epidot und Hellglimmer. Desweiteren treten auf: Granate, die lokal Tischtennisballgröße erreichen und rotiert sind, Quarzlagen und -linsen und teilweise Glaukophan, der die Schichtung nachzeichnet.

Grünschiefer

Der Grünschiefer tritt in zwei Variationen auf. Im nördlichen Bereich handelt es sich um ein grünliches, feinkristallines, ziemlich hartes Gestein. Als Minerale enthält er stengelig ausgebildete Amphibole, kleinere Granate, Omphacit und Hellglimmer. Die Schichtung ist gut zu erkennen. Das wesentliche Unterscheidungsmerkmal des weiter südlich auftretenden Grünschiefers sind Albitblasten. Dieses Gestein ist grobkristalliner und in Wechsellagerung mit Marmor. Minerale sind Epidot (in Klüften eingeregelt), Zoisit, Glaukophan, Chlorit, Omphacit und Hellglimmer. Gelegentlich treten granatreiche Lagen auf.

Marmor

Der ziemlich reine Marmor hat eine gräuliche Farbe, ist grob zuckerkörnig bis leicht spätig und läßt auf ein Ausgangsgestein von mergeligem Kalk schließen. Gelegentlich sind Hellglimmer zu erkennen.

Im unreinen Marmor treten neben Hellglimmer Eklogitlinsen, große Granate, eingeregelte Glaukophannadeln und -linsen und

92
idiomorphe Calcit/Dolomitekristalle (bis 20 cm Länge) auf. Der Marmor ist zerschert, die Scherrichtung an Druckschatten zu erkennen.

Im nördlichen Küstenbereich trennt ein NW-SE-streichender Karbonatgang, in welchen verschiedene Materialien miteingearbeitet sind (Melange), reinen und unreinen Marmor voneinander.

Scherzone

Im mittleren Teil des kartierten Küstenabschnittes befindet sich ein stark zerscherter Bereich. Das zerrüttete, unsortierte Gestein zeigt Materialwechsel von Eklogiten, Glaukophanen und Hellglimmer in granathaltiger Matrix und dem beschriebenen epidotreichen Blauschiefer.

Auswertung der Gefügedaten von Kini und Vari

Gruppe von Beate Spiering

Die Meßwerte wurden während der Kartierung von der Gruppe aufgenommen. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse an beiden Küstenprofilen wurden primär Schichtflächen (S-Flächen) gemessen. Lineare (B-Achsen, Minerallineationen, Kluftsystem) wurden in kleiner Anzahl eingemessen. Dadurch ist die Interpretation nur schwer zu vollziehen.

Die Meßwerte wurden in ein Schmidtsches Netz eingetragen und anschließend Zonen gleicher Belegungsdichte bestimmt.

1) Meßwerte bei Kini

Aus dem Sammeldiagramm entnimmt man, daß das absolute Maximum bei 309/21 liegt. Weiter Maxima liegen bei 195/25 und 162/35. Man erkennt zwei Faltengenerationen, die in etwa senkrecht zueinander stehen. Eine Achse fällt nach NE ein ($\pi = 38/21$), die andere nach SE ($\pi = 148/19$).

2) Meßwerte bei Vari

Die Schichten fallen in ihrer Mehrzahl mit 30° nach NE ein. Die Faltenachse verläuft ca. SW-NE. Die Richtung des Einfallens ist aus der Projektion statistisch nur schwer zu bestimmen. Ein mögliches NE Einfallen würde sich gut mit dem Einfallen einer Faltengeneration in Kini verbinden lassen. Auch der Betrag des Einfallens von ca. 27° bestätigt diese Vermutung. Das s-Flächenmaximum liegt bei 21/27. Dies spricht für eine flachliegende isoklinale Faltung mit NW - Vergenz.

Liste der Meßwerte bei Kini

Insgesamt 52 Messungen

40 Flächen

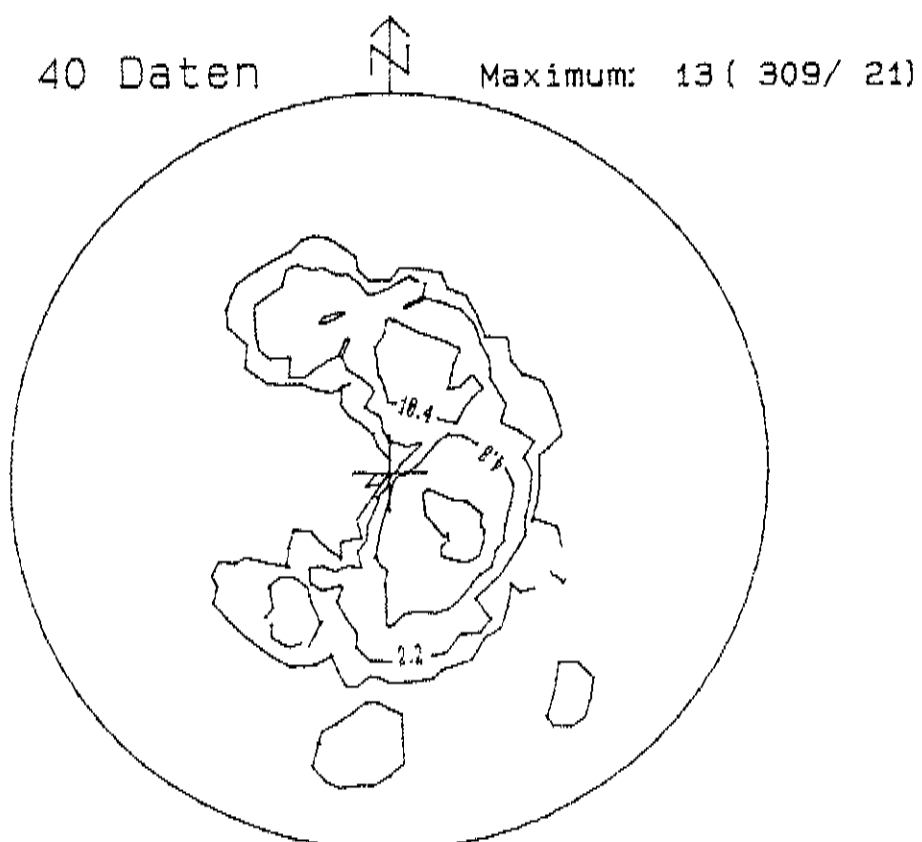
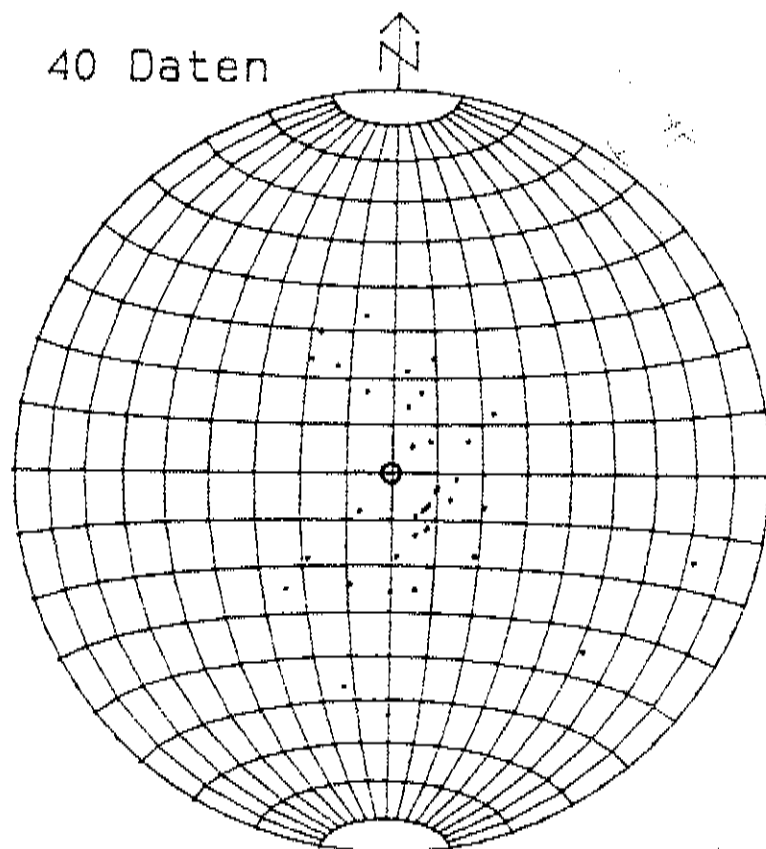
12 Lineare

- | | |
|--|---|
| 1) 144/40 s
114/35 s
118/25 s | 19) 240/35 s
198/25 s |
| 2) 170/45 s
110/30 s
152/35 s | 20) 232/15 s
218/10 s
210/10 s |
| 3) 292/15 s
294/20 s
326/20 s
316/15 s | 21) 288/15 s
276/20 s |
| 4) 24/5 s
25/5 s | 22) 314/35 s
200/35 s
286/80 s
200/25 s |
| 5) 310/15 s
320/15 s | 23) 238/8 s
152/45 s
162/25 s
234/5 s
248/0 s
246/10 s
298/10 s
194/20 s |
| 6) 348/35 s | |
| 7) 200/25 s
188/30 s | |
| 8) 42/45 s | |
| 9) 44/35 s | |
| 10) 40/15 s | |
| 11) 338/30 s | |
| 12) 330/60 s | |
| 13) 312/70 s | |
| 14) 328/20 s
356/25 s
330/15 s
338/20 s | |
| 15) 12/60 s
0/65 s
20/35 s | |
| 16) 290/30 s | |
| 17) 248/25 s | |
| 18) 0/35 s | |

Meßwerte bei Vari
insgesamt 65 Meßwerte
55 Flächen
10 Lineare

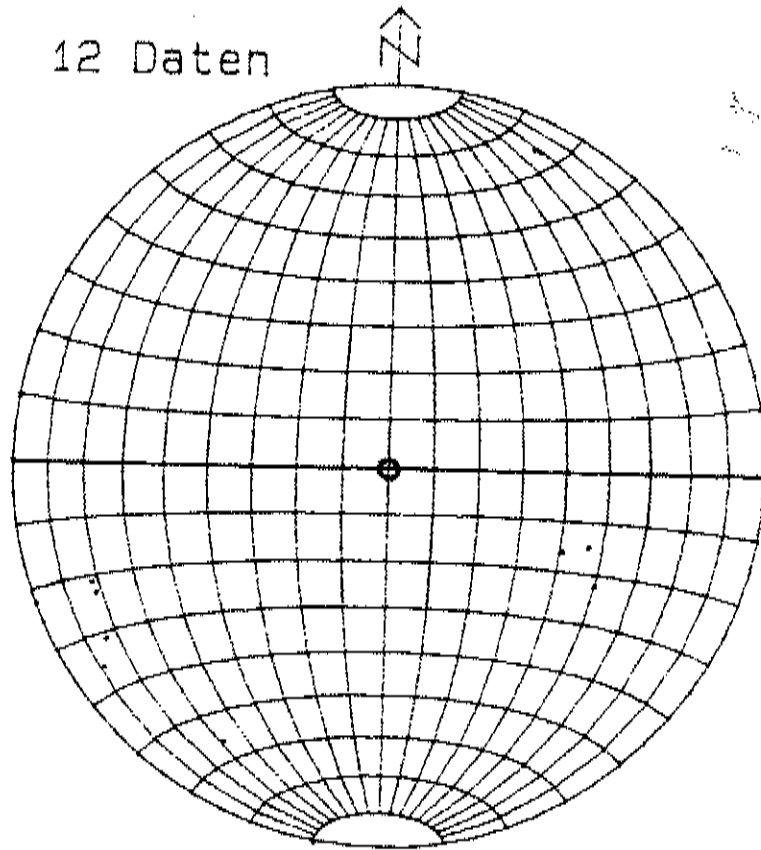
1) 56/35 s 294/80 l	21) 180/90 s
2) 40/55 s 50/25 s	22) 358/60 s
3) 80/45 s 86/50 s	23) 344/45 s
4) 14/35 s 14/35 s	24) 352/80 s
5) 2/20 s	25) 345/70 s 348/63 s 350/71 s
6) 28/20 s 30/25 s 22/30 s 24/20 s	26) 10/80 s
7) 40/75 l	27) 60/70 l
8) 246/80 l	28) 336/30 s 348/75 s
9) 180/40 l 172/30 l	29) 358/30 s
10) 240/65 l	30) 232/35 s 242/50 s
11) 0/60 s 12/50 s	31) 62/45 s
12) 76/25 s 50/35 s 70/35 s	32) 20/40 s 18/45 s 30/35 s
13) 8/30 s	33) 8/40 s 18/35 s 26/30 s
14) 60/15 s	34) 24/58 s 21/51 s 20/47 s
15) 14/35 s	35) 18/80 s
16) 22/40 s 4/32 s 15/32 s	36) 335/25 s
17) 250/45 l 234/65 l 232/50 l	37) 264/20 s
18) 350/35 s	38) 342/15 s
19) 358/15 s	
20) 338/40 s 340/55 s 352/50 s 1/50 s	

Sammeldiagramm 1
S- Flächen bei Kini



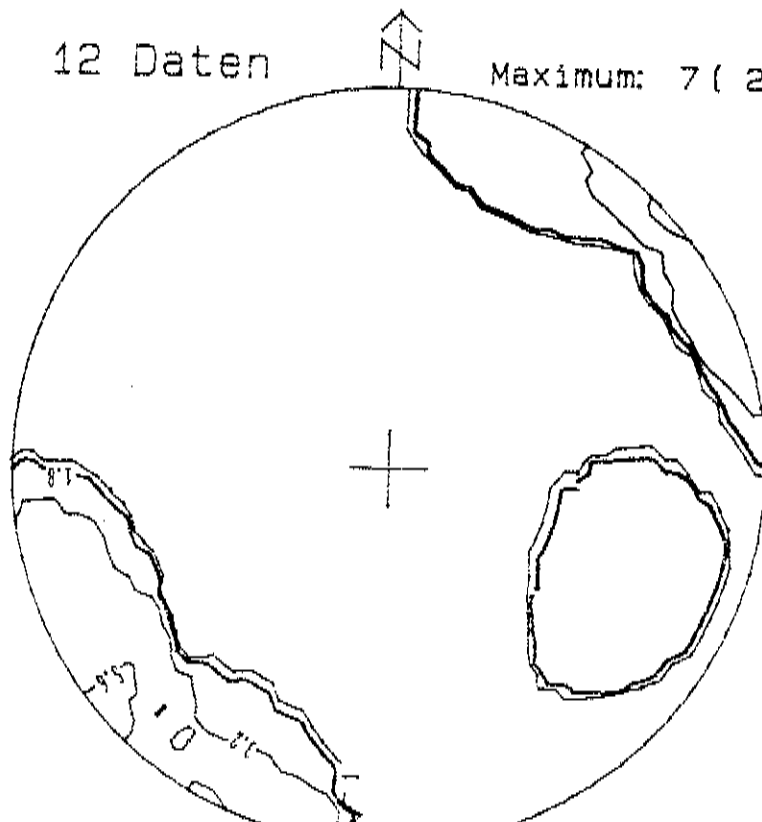
Sammeldiagramm 2 Lineare bei Kini

12 Daten



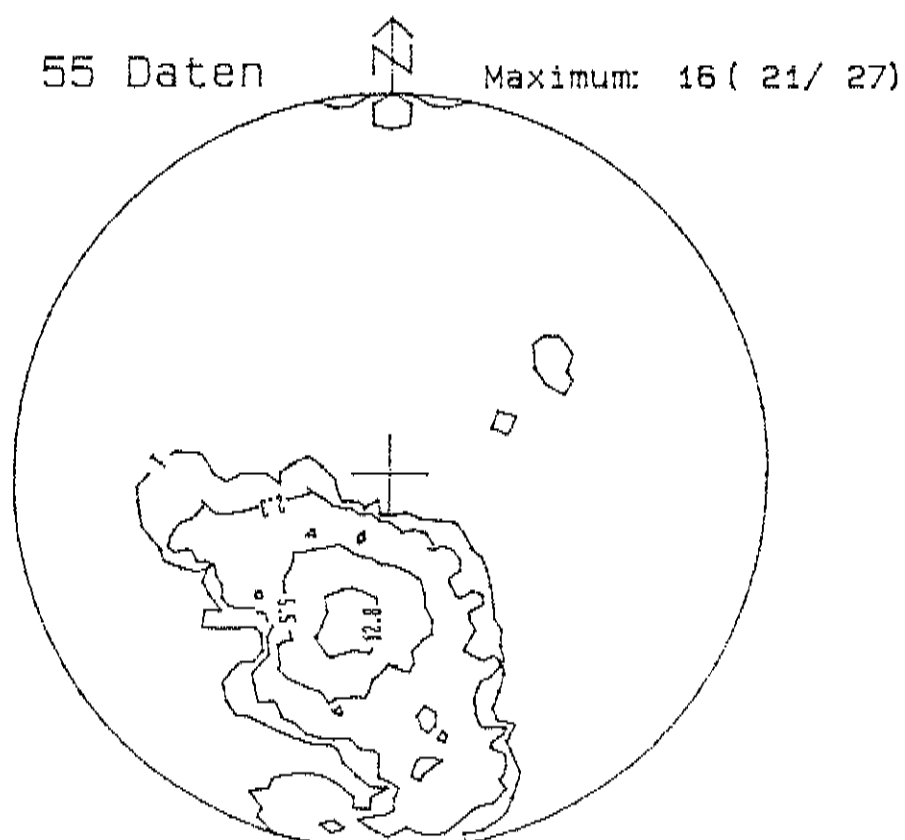
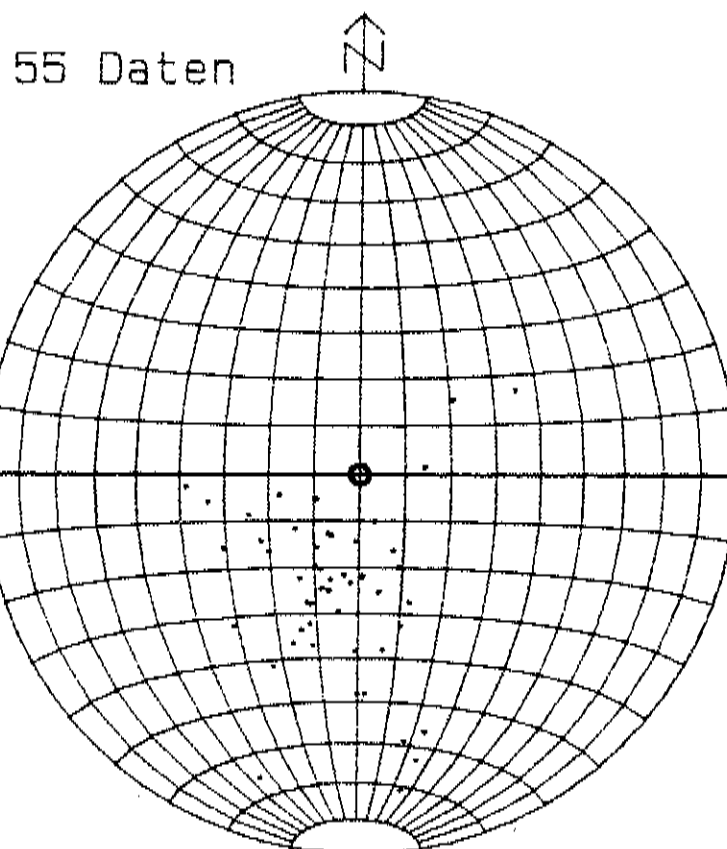
12 Daten

Maximum: 7 (231/ 3)

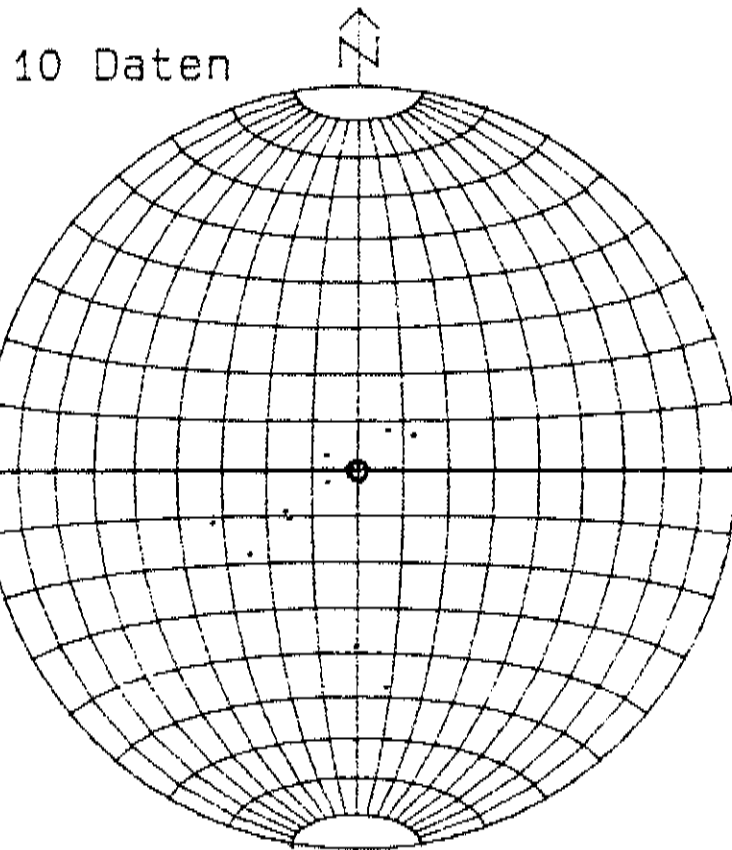


4

Sammeldiagramm 3 S- Flächen bei Vari

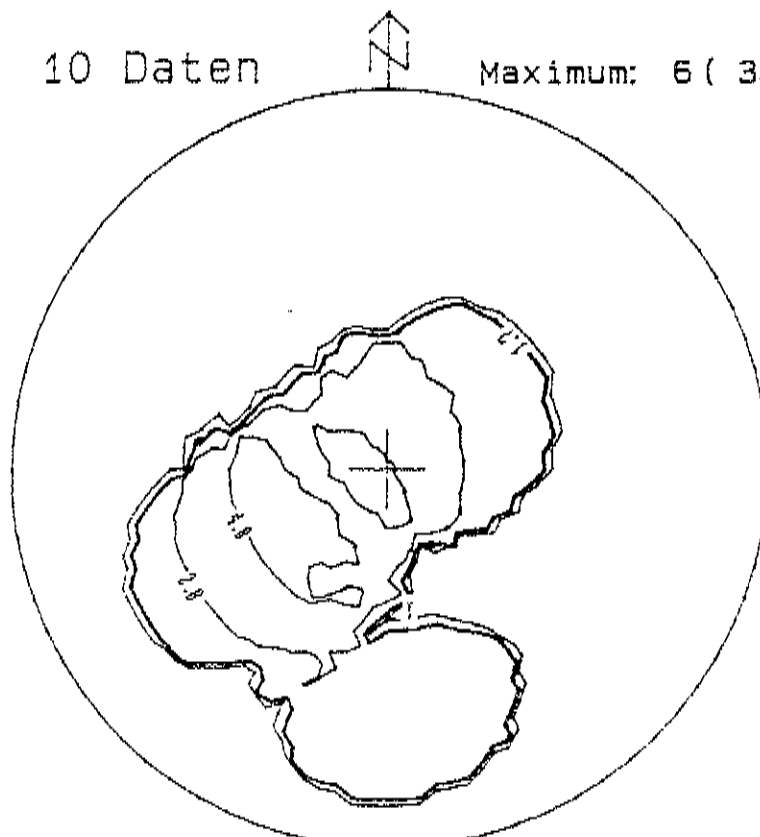


Sammeldiagramm 4
Lineare bei Vari



10 Daten

Maximum: 6 (339/ 90)



Mineralogisch-Petrologische-Exkursion

im September 1993

Dünnschliffmikroskopie der Gesteinsproben R 1 bis R 14
(Kartiergebiet nordöstlich von Mega Gialos)

Protokollanten: Guido Andernach und

Ralf Simmat

Beschreibung der Schliefe:

Bei den zu beschreibenden Schlieffen handelt es sich um Grünschiefer, die im wesentlichen den gleichen Mineralbestand aufweisen und auch sehr ähnlich in ihrem Gefüge sind. Wir haben einige Schliefe ausgewählt, um an diesen besondere Kennzeichen zu beschreiben.

R 1 Grünschiefer

Mineralbestand:

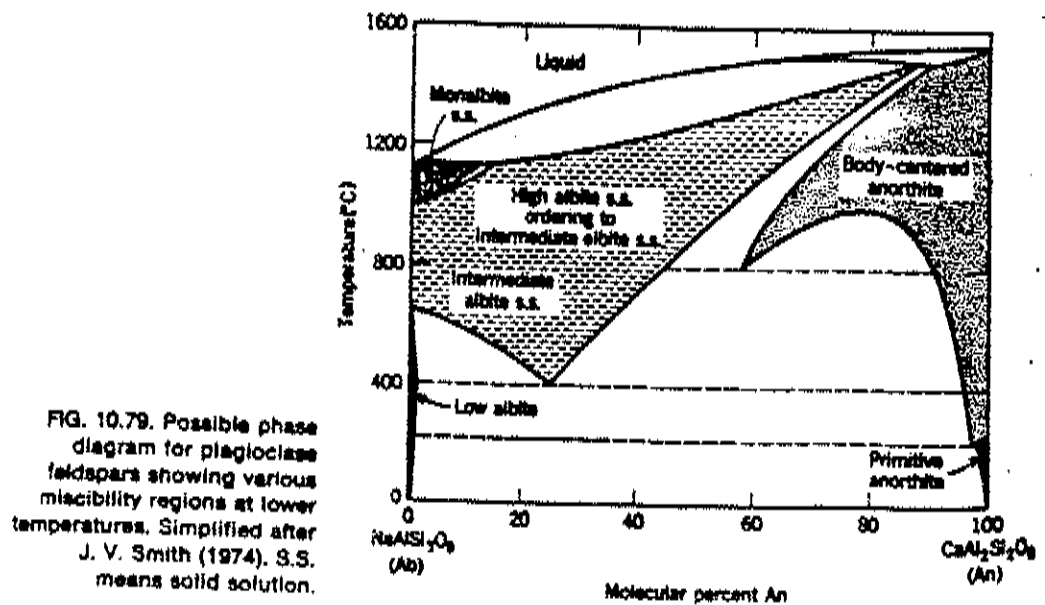
Epidot, Chlorit Aktinolith, Plagioklas, Calcit, Hellglimmer
Titanit, Erz

Plagioklas:

Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Der Plagioklas tritt xenoblastisch auf, er besitzt buchtige Korngrenzen und zeigt vereinzelt einfache Zwillinge. Seine Auslöschung erfolgt homogen, es ist keine Zonierung zu erkennen, es tritt keine lamellare Verzwillingung auf, woraus zu deuten ist, daß kein Plagioklas Mischkristall vorliegt. Reiner Albit entsteht bei tieferen Temperaturen.

Skizze:



Mischungslücken

Peristerit-M.	An	~ 2-16
Bøggild-M.	An	~ 45-60
Huttenlocher-M.	An	~ 65-85

Einschlüsse:

Im Albit sind alle vorhandenen Mineralphasen eingeschlossen. Eine Regelung der Einschlüsse ist in diesem Schliff selten eindeutig zu erkennen. Der Albit wächst, während die anderen Phasen schon vorhanden sind, er wächst auf Kosten dieser Phasen.

Epidot: $\text{Ca}_2\text{Al,Fe}^{3+}\text{Al}_2[(\text{O}/(\text{OH},\text{F}))/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$

Der Epidot besitzt sehr hohe Interferenzfarben; er weist Zonarbau auf mit Fe^{+++} reicher Kern. Die Spaltbarkeit ist gut erkennbar. Zwillinge werden nach (100) ausgebildet. Der Epidot besitzt einen Pleochroismus von grün nach hellgelb. Er ist korrodiert, tritt hier fein bis mittelkörnig auf und besitzt Einschlüsse aller vorhandenen Mineralphasen.

Hellglimmer: $\text{K,NaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$

Der Hellglimmer ist hypidiomorph ausgebildet, tritt zumeist leistenförmig an den Grenzen zu Chlorit auf. Der Hellglimmer besitzt eine vollkommene Spaltbarkeit parallel zu (001). Er ist im Hellfeld farblos und szintilliert bei gekreuzten Polarisatoren. Er ist feinkörnig bis mittelkörnig und umfließt mit anderen feinkörnigen Mineralen dieses Schliffes größere Blasten. Er ist deutlich eingeregelt.

Chlorit: $(\text{Mg,Fe})_3[(\text{OH})_2/(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}] (\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{OH})$

Chlorit tritt sowohl als Bestandteil der feinkörnigen Matrix auf, außerdem sind Chloritbüschel im ganzen Schliff zu erkennen. Er tritt dunkelgrün auf (Fe^{++} haltig), sowie blaß (Mg^{++} haltig). Die Spaltbarkeit ist vollkommen, er besitzt einen Pleochroismus von farblos nach grün.

Calcit: CaCO_3

Calcit ist xenomorph ausgebildet. Die Spaltbarkeit ist vollkommen. Die Doppelbrechung ist sehr hoch, es ist ein weiß der hohen Ordnung zu erkennen. Calcit ist farblos, szintilliert bei gekreuzten Polarisatoren, tritt in diesem Schliff teilweise in größeren Blasten auf und enthält Einschlüsse aller vorhandenen Minerale.

Aktinolith: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5/[(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}]$

Der Aktinolith tritt in rautenförmigen Schnitten auf. Er besitzt einen Pleochroismus von helgelb nach grün-blau. Er ist feinkörnig bis mittelkörnig und umfließt größere Blasten. Es ist sehr viel an Aktinolith in diesem Schliff vorhanden.

Titanit: CaTiSiO_5

Titanit weist ein hohes Chagrin auf. Titanit ist im Hellfeld farblos bis hellgelb, tritt vereinzelt verzwillingt auf.

Erz:

Hämatit Fe_2O_3

Es ist in diesem Schliff eine Erzphase zu erkennen, die rötlich braun durchscheinend ist. Es könnte sich hierbei um Hämatit handeln.

Gefüge:

Die Matrix ist fein bis mittelkörnig. Vereinzelt treten größere Blasten von Albit auf. Die feinkörnige Matrix umfließt diese größeren Blasten. Zu dieser feinkörnigen Matrix gehören vorwiegend Aktinolith, Hellglimmer und Chlorit.
(Siehe Skizze)

R 8 Grünschiefer

Die Schliffe R11, R12, sind von ihrem Mineralbestand und ihrem Gefüge annähernd identisch und werden nicht gesondert aufgeführt.

Mineralbestand:

Epidot, Albit, Quarz, Chlorit, Hellglimmer, Aktinolith, Kalzit, Erz

Ein auffälliger Unterschied zu den bisher beschriebenen Grünschiefer besteht darin, daß dieser Schliff sehr viel Calcit besitzt und sehr große Epidotblasten vorhanden sind. Die Matrix ist wesentlich grobkörniger als bei dem beschriebenen Schliff R 1.

Epidot: $\text{Ca}_2\text{Al,Fe}^{3+}\text{Al}_2[(\text{O}/(\text{OH},\text{F}))/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$

Der Epidot tritt teilweise idiomorph auf, zeigt Zwillingsbildung, besitzt sehr hohe Interferenzfarben und weist Zonarbau auf. Es sind sehr viele Risse zu erkennen, Einschlüsse sind weniger vorhanden; hin und wieder tritt Glimmer als Einschlußphase auf.

Calcit: CaCO_3

Der Calcit tritt sporadisch in diesem Schliff in xenomorpher Ausbildung auf. Einschlüsse von Quarz und Albit sind zu erkennen.

Plagioklas:

Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Der Plagioklas weist keine Zonierung auf. Er ist selten verzwillingt. Der Plagioklas ist oft zersetzt. Er hat zahlreiche Einschlüsse, die ein eindeutige Regelung aufweisen (Externgefüge = Interngefüge).

Quarz: SiO_2

Der Quarz ist rekristallisiert, er hat keine Einschlüsse und ist angehäuft an einigen Stellen des Schliffes zu finden. Der Quarz ist körnig, bildet Pflaster mit polygonalen Korngrenzen und 120° Winkeln. Seine Auslöschung ist undulös.

Chlorit: $(\text{Mg,Fe})_3[(\text{OH})_2/(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}](\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{OH})$

Der Chlorit tritt in Büscheln auf. Sein Pleochroismus geht von blaß nach grün. Fe ++ haltig. Die Spaltbarkeit ist vollkommen.

Hellglimmer: $\text{K,NaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$

Der Hellglimmer ist in diesem Schliff nur selten zu erkennen. Seine Spaltbarkeit ist vollkommen. Er ist zumeist eindeutig eingeregelt.

Aktinolith: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5/(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$

In diesem Schliff sind Kopfschnitte des Aktinoliths zu erkennen. Er ist blaugrün und umfließt mit anderen feinkörnigeren Phasen größere Blasten von Epidot bzw. Plagioklas.

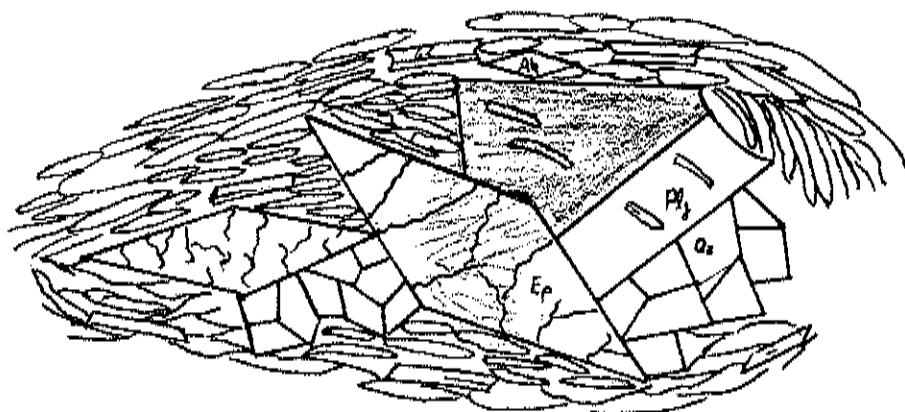
Erz:

Hämatit: Fe_2O_3

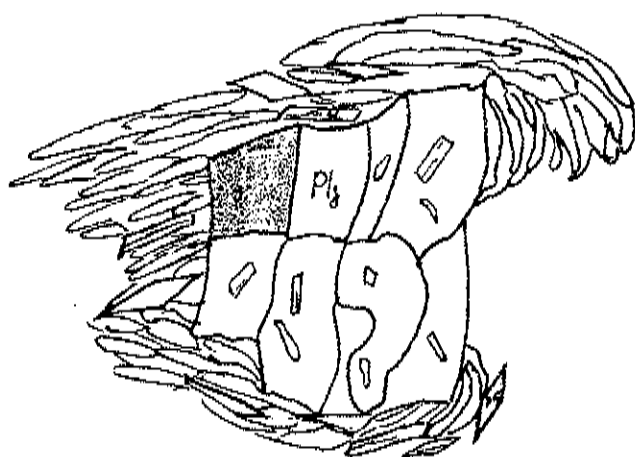
Es ist eine Erzphase zu erkennen, welche rötlich durchscheinend ist. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um Hämatit.

Gefüge:

Die Matrix ist mittelkörnig, größere Blasten von Epidot und Plagioklas, werden zumeist von Phyllosilikaten umflossen. (siehe Skizze)



R 8



R 1

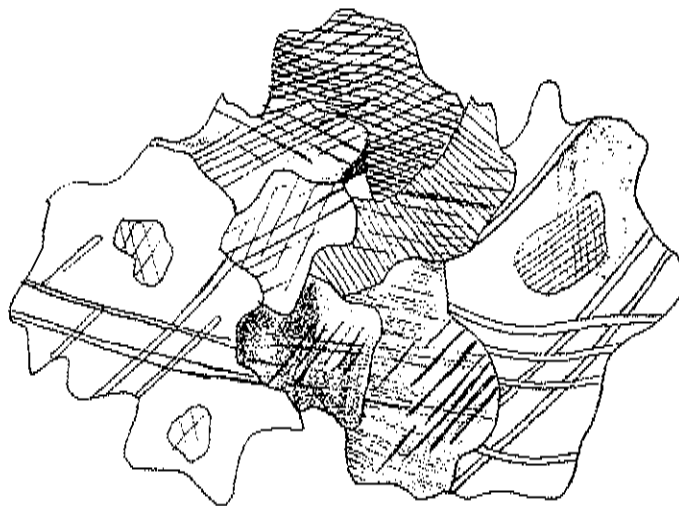
R2 Marmor

Mineralbestand: Kalzit, Muskovit

Kalzit: Die Kalzitkörner sind alle xenoblastisch. Die Kristalle sind körnig mit stark buchtigen Korngrenzen, teilweise sind sie eng miteinander verzahnt.

Fast alle Körner sind lamellar verzwillingt (Translationszwillingsslamellen). Die Körner sind teilweise stark deformiert worden, was man an den gekrümmten Zwillingslamellen gut erkennen kann. Manche der deformierten Körner zeigen eine gefelderte Auslöschung, was auf eine Ausheilung der Kristalle nach der Deformation hindeutet.

Muskovit: Der Hellglimmer tritt nur sehr spärlich in Form kleiner Plättchen auf. Sie sind meistens gut eingeregelt (man sieht nur leistenförmige Schnitte), und sie kommen in bestimmten Horizonten angereichert vor.



R3 Marmor (verunreinigt)

Mineralbestand: Kalzit, Muskovit, Quarz, Erz

Kalzit: Das Mineral ist die Hauptkomponente dieses Gesteins. Die Kristalle sind ebenfalls alle xenoblastisch ausgebildet. Das Gefüge ist aber im Gegensatz zu R2 deutlich polygonal pflasterartig mit nur leicht gebogenen bis geraden Korngrenzen.

Die Translationslamellen treten ebenfalls auf, sie sind meistens gerade.

Muskovit: Die Glimmerplättchen kommen meist einzeln, manchmal zu kleinen Paketen aggregiert, auf Korngrenzen zwischen den Kalzitkörnern vor. Sie sind nur selten leicht verbogen und dann rekristallisiert. Die Kristalle sind gleichmäßig über den Schliff verteilt und parallel eingeregelt.

Quarz: Er tritt oft aggregiert auf und bildet dann polygonale Pflaster mit meist gebogenen Korngrenzen. Oft zeigen die Körner undulöse Auslöschung. Sie enthalten nur wenige Einschlüsse, die zu klein sind, um sie genauer bestimmen zu können.

Erz: Das Erz ist in dünnen Schichten braun durchscheinend. Manchmal sind quadratische Schnitte zu sehen. Es könnte sich um ehemaligen Pyrit handeln, der sich in Eisenhydroxide (z.B. Goethit) umgewandelt hat.

R4 Kalzitreicher Glimmerschiefer

Mineralbestand: Muskovit, Chlorit, Kalzit, Albit, Quarz,
Turmalin

Muskovit: Das Mineral tritt zusammen mit Chlorit lagenweise auf. Die Kristalle sind fast immer verbogen und umfließen Aggregate und Kristalle von Albit und Quarz, so daß ein flaseriges Gefüge entsteht.

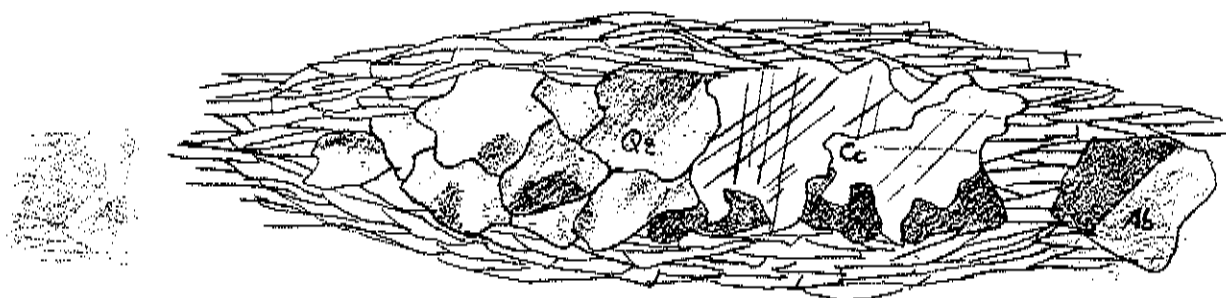
Chlorit: In diesem Schliff fällt der Chlorit erst unter gekreuzten Polarisatoren durch seine annomal graugrüne Interferenzfarbe auf. Im Hellfeld erscheint er völlig farblos. Die Kristalle sind ebenso stark verbogen wie der Muskovit, im Gegensatz zu diesem jedoch kaum rekristallisiert.

Kalzit: Auch in diesem Schliff ist der Kalzit xenoblastisch ausgebildet. Er kommt hauptsächlich in den glimmerarmen Schichten vor, zusammen mit Quarz und Albit. Alle Minerale treten auch als Einschlüsse auf, der Kalzit ist anscheinend das zuletzt gebildete Mineral.

Albit: Er bildet einzelne, größere xenomorphe Blasten, die fast immer stark zerbrochen sind, manchmal ist dabei die gute Spaltbarkeit zu erkennen. Außerdem sind sie manchmal einfach verzwillingt, so daß man sie gut vom Quarz unterscheiden kann.

Quarz: Der Quarz tritt in der Regel aggregiert auf und ist gut rekristallisiert. Die Aggregate sind oft in die Länge gestreckt und werden von den Phyllosilikaten umflossen.

Turmalin: Das Ringsilikat kommt in Form von kleinen, idiomorphen Kristallen vor, die gelbbraun gefärbt sind und manchmal einen deutlichen Zonarbau zeigen. In Schnitten parallel zur c-Achse sieht man Querbrüche, die Doppelbrechung liegt bei 0.025.



R5. R6 Turmalineinschlüsse im Grünschiefer

Mineralbestand: Turmalin, Albit, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Chlorit, Hellglimmer, Titanit, Graphit

Der Grünschiefer, der den Turmalin enthält, ist praktisch identisch zu den Grünschiefern R9 und R13. Hier erfolgt daher nur die Beschreibung des Turmalins.

Der Turmalin bildet sehr große, stark zerbrochene und deformierte hypidiomorphe Blasten, die sich zu Aggregaten von mehreren cm Größe zusammenfügen. Die Aggregate sind teilweise zerrissen und auseinandergedriftet, die Bruchstücke wurden dabei gedreht. Die Risse sind mit Kalzit ausgefüllt.

Die Turmaline sind zonar gefärbt, an einigen kleineren idiomblastischen Kristallen sieht man, dass der Kern blaugrau, der Rand gelbbraun gefärbt ist. In Längsschnitten sind sie stark pleochroitisch, von dunkel gefärbt bis fast farblos. Die Interferenzfarben reichen bis zum blau erster Ordnung.

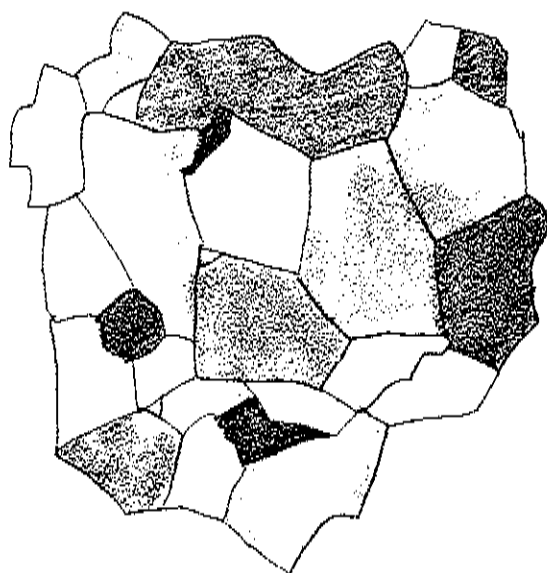
In den größeren Turmalinbruchstücken sieht man feine Graphitschüppchen in welligen Schlieren, die wohl eine frühere Deformation anzeigen.

R7 Quarz aus einem Quarzband

Mineralbestand: Quarz, Muskovit, Kalzit

Der Quarz in diesem Schliff ist gut rekristallisiert. Das Gefüge ist feinkörnig und ohne sichtbare Regelung. Die einzelnen Körner sind polygonal, sie bilden ein Mosaikgefüge. Undulose Auslöschung findet man kaum, die Kristalle sind sehr homogen. Durch das Quarzband ziehen sich ein paar feine Risse, die mit Kalzit ausgefüllt sind. Sehr vereinzelt gibt es Muskovitplättchen zwischen den Quarzkörnern.

R7



6

R6, R9, R10, R13, R14 Grünschiefer

Diese Grünschiefer sind sich sehr ähnlich in bezug auf Mineralbestand und Gefüge, sie unterscheiden sich hauptsächlich durch die Korngröße. R6 enthält den schon beschriebenen Turmalin. R14 enthält besonders große Epidote und Albite.

Mineralbestand: Albit, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Chlorit, Hellglimmer, Titanit, Kalzit

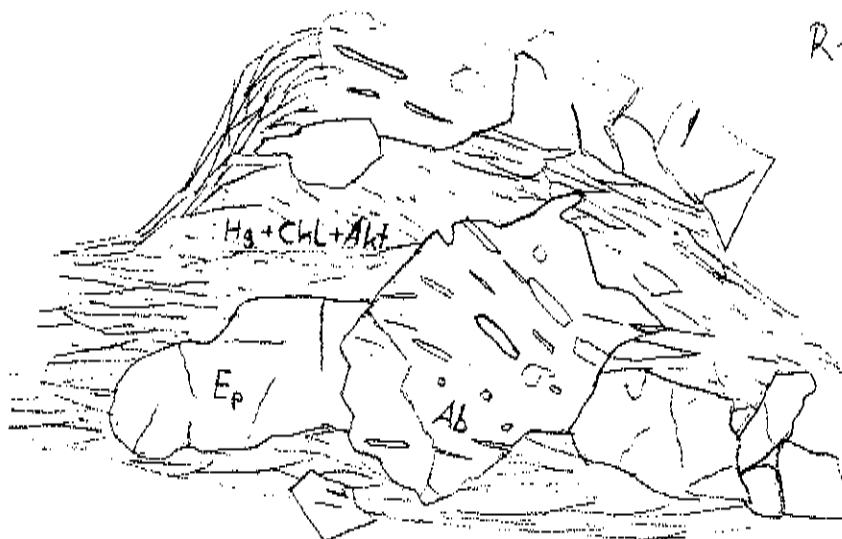
Albit: Er tritt meist xenoblastisch auf wobei die Korngrenzen zwischen benachbarten Kristallen meist gerade sind. Sie sind sehr homogen auslöschend, ein Zonarbau ist nicht zu erkennen. Es treten nur einfache Zwillinge nach dem Albitgesetz auf. Die Albite sind sehr reich an geregelten Einschlüssen von gestreckten Epidot/Klinozoisit und Aktinolith-Kriställchen, wobei das Intergefüge dem Externggefüge entspricht. Es gibt anscheinend nach der Albitsprossung keine größeren Deformationseignisse mehr.

Epidot/Klinozoisit: Es treten meist stark zonar gebaute Kristalle auf, die zum Kern hin eisenreicher werden. Die gestreckten Kristalle sind xenoblastisch bis hypidioblastisch und meist stark zerfressen. Gelegentlich gibt es Zwillinge. Den Fe-armen Klinozoisit erkennt man an den tintenblauen anomalen Interferenzfarben.

Aktinolith: Das Mineral umfließt flaserartig, in Form kleiner, oft idioblastischer Kriställchen, Albit und Epidot. Es treten überwiegend Kopfschnitte auf, die Kriställchen sind senkrecht zur Schliffebene eingeregelt. Pleochroismus von blaugrün bis fast farblos.

Phyllosilikate: Sie treten meist zusammen auf und umfließen größere Blasten anderer Minerale. Dabei sind sie oft verbogen und teilweise rekristallisiert. Hellglimmer ist viel weniger vorhanden als Chlorit.

Titanit: Titanit bildet typische, kleine, hoch lichtbrechende, idiomorphe Kristalle und Zwillinge, in den verschiedenen Grünschiefern mit unterschiedlicher Häufigkeit.



DÜNNNSCHLIFFMIKROSKOPIE AUSGEWÄHLTER GESTEINE DER INSEL SYROS

Wolfram Wartenberg & Joachim Koppen

Schliff Nr. R 15: Epidot-Calcit-Grünschiefer

Mineralbestand: Epidot, Calcit, Albit, Chlorit, Hellglimmer, (Rutil, Plagioklas)

Epidot: Der Epidot bildet im Dünnschliffbereich sowohl große Kristalle aus als auch kleinste Mineralkörper, die homogen über den gesamten Schliff verteilt sind. Die großen Individuen sind hypidioblastisch ausgebildet und weisen ausgebuchtete Korngrenzen auf, in die Calcit eingedrungen ist. Eine gute Spaltbarkeit ist quer zur morphologischen Längsachse sichtbar. Kleinste Epidotkörner an den Randbereichen könnten Hinweis auf eine erfolgte Rekristallisation sein. Je nach seiner Schnittlage läßt der Epidot eine schwache Zonierung erkennen. Er weist einen Pleochroismus von grünlichblau nach grün auf. Calcit und Albit bilden Rißfüllungen und Einsprenglinge.

Albit: Auch der Albit kommt in zwei verschiedenen Ausbildungen vor. Kleine, xenomorphe Kristalle bilden Cluster und löschen undulös aus. Die großen Albitkörper sind hypidioblastisch ausgebildet und teilweise nach dem Albitgesetz verzwillingt. Einschlüsse werden durch Calcit, Epidot, Chlorit und Rutil gebildet. Auffällig waren bei stärkerer Vergrößerung kleinste Feldspateinschlüsse, die undulös auslöschen.

Chlorit: Filzige Aggregate von Chlorit kommen häufig an den Intergranularen oder zusammen mit kleinen Albit- und Epidotkristallen vor. Bei der Vergesellschaftung mit Albit und Epidot ist die Korngrößenverteilung homogen.

Calcit: Xenoblastisch ausgebildeter Calcit ist ein wesentlicher Bestandteil der Matrix. Albit, Epidot, Chlorit und Hellglimmer bilden Einsprenglinge.

Hellglimmer: Kleine, dünnplattige Kristalle bauen neben Calcit die Matrix auf.

Rutil: Rutilkristalle kommen hauptsächlich als Einsprenglinge im Albit und als Rißfüllungen vor.

Plagioklas: Der Plagioklas ist im Gestein durch kleinste, xenoblastische Körper vertreten.

Gefüge: Das Gestein weist ein schwaches Fließgefüge auf, das durch lagige Bereiche von Calcit und Albit einerseits, und Chlorit, Epidot und Albit andererseits nachgezeichnet wird. In

diese feinkristalline Matrix sind große Epidote und Albite eingeschaltet. Gut eingeregelter Chloriteinschlüsse in den großen Epidotkristallen könnten ein ehemaliges S-Gefüge des Gesteins abbilden.

Schliff Nr. R 16: Epidot-Granat-Granofels

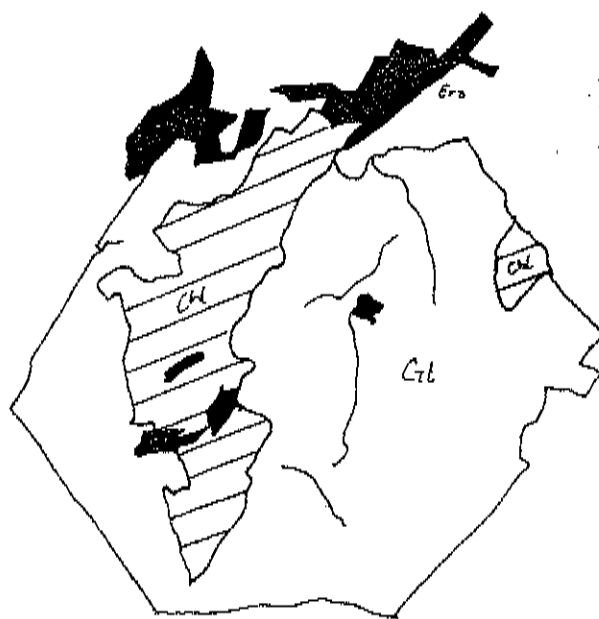
Mineralbestand: Albit, Hellglimmer, Hämatit, Epidot, Granat, Chlorit, Glaukophan, Rutil

Albit: Kleinere bis mittelgroße, xenoblastische Albitkristalle bilden Cluster. Zum Teil ist Albit symplektitisch im Granat enthalten. Rutil, Hämatit und Hellglimmer kommen als Einsprenglinge vor.

Hämatit: Größtenteils ist die Ausbildung des Erzes xenomorph. Vereinzelt kommt es aber auch zur Bildung kleiner, hexagonaler, karminroter Plättchen im Albit.

Hellglimmer: Der Hellglimmer ist im Dünnschliffbereich hypidiomorph entwickelt und an den Kornenden ausgefranst. Kleine bis mittelgroße Kristalle bilden Mineralrasen.

Granat: Der Granat bildet idiomorphische Kristalle, die zumeist chloritisiert sind. An seinen Säumen lagert sich Hämatit an (Abb.).



Epidot: Der Epidot kommt im Dünnschliffbereich in Form hypidiomorpher Kristalle vor und ist teilweise zerbrochen. Vorzugsweise an diesen Stellen ist er von Hellglimmer und Albit durchwachsen.

Chlorit: Filzige Aggregate von Chlorit sind locker in die Matrix eingestreut. Es handelt sich um Sekundärbildungen.

Glaukophan: Glaukophan bildet im Dünnschliff kleine Kriställchen, die häufig mit Chlorit vergesellschaftet sind. Neben rautenförmigen Kopfschnitten sind in anderer Lage hypidiomorphe, stengelige Ausbildungen typisch für sein Auftreten.

Rutil: Rutil bildet kleinste Kriställchen, die als Einsprenglinge im gesamten Dünnschliffbereich vorkommen.

Gefüge: Die Mineralverteilung im Schliffbereich ist homogen. Trotz schwacher Einregelung der Epidotkristalle ist das Gefüge des untersuchten Bereiches eher als granoblastisch zu bezeichnen. Die Matrix des Gesteins besteht aus Hellglimmer, Albit und Erz.

Schliff Nr. R 18: Epidot-Quarz-Glimmerschiefer

Mineralbestand: Epidot, Quarz, Hellglimmer, Calcit, (Chlorit, Erz)

Epidot: Der Epidot ist im Schliffbereich reliktsch in Form von Bruchstücken vorhanden. Die Kornform ist, soweit noch zu erkennen, xenoblastisch bis hypidioblastisch. Die Kristalle sind farblos. Auch ist z. T. noch ein Zonarbau mit Fe^{3+} -reicheren Kern und Fe^{3+} -ärmeren Randbereichen zu erkennen. Oft sind kleine Quarzkörnchen eingeschlossen.

Quarz: Die Kornform ist xenoblastisch. Die Quarzkristalle weisen einen deutlichen Subkornbau auf und sind z. T. mit Hellglimmer verwachsen. Die Kristalle sind optisch anormal zweiachsig ($2V=4^\circ$).

Hellglimmer: Der Hellglimmer kommt in Lagen nadeliger Schichtstapel vor, die z. T. sanft verbogen sind. Sie bauen größtenteils die Matrix auf.

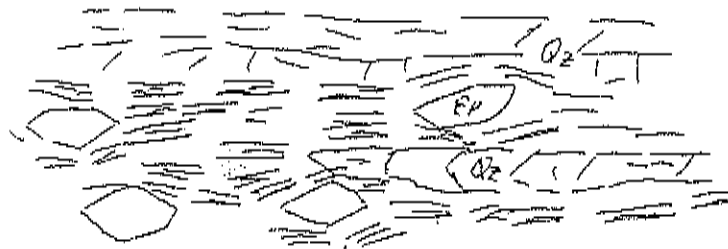
Calcit: Der Calcit bildet xenoblastische, größere Körner. Sie sind meist polysynthetisch verzwillingt und weisen einen deutlichen Subkornbau auf.

Chlorit: Die Chloritkristalle bilden feine, filzige Aggregate, die sekundär aus Epidot entstanden sind.

Erz: Es kommen größere, opake, xenoblastische Erzkörner vor.

Gefüge: Die Mineralverteilung ist über den gesamten Schliffbereich homogen. Die Hellglimmerlagen in der Matrix zeichnen ein gerichtetes Gefüge nach, wobei die Epidot- und

Calcitblasten von ihnen umflossen werden. Bisweilen sind in gleicher Richtung auch Lagen von Quarz eingeschaltet, die ebenfalls die Epidote und Calcite umfließen. (Abb.)



Das Gestein liegt in höherer Grünschieferfazies vor. Als Ausgangsgestein käme ein sandiger Kalkstein oder ein sandiger Mergel in Frage.

Schliff Nr. R 20: Epidot-Glaukophanschiefer

Mineralbestand: Epidot, Glaukophan, (Hellglimmer, Chlorit, Quarz)

Epidot: Die Kornform ist hypidioblastisch. Die farblosen Kristalle sind z. T. stark zerschert und weisen buchtige Korngrenzen auf. Es ist ein deutlicher Zonarbau festzustellen mit einem Fe^{3+} -reicheren Kern (höhere Interferenzfarben) und einem Fe^{3+} -ärmeren Randbereich. Der Epidot ist z. T. sekundär zu Chlorit umgewandelt, wobei die Kornformen meist erhalten blieben. Als Einschluß ist Glaukophan zu erkennen.

Glaukophan: Der Glaukophan kommt im Schliffbereich in Form schmaler, stengeliger Leisten vor und bildet den größten Teil der Matrix. Auch finden sich feine, filzige Cluster. Seltener sind größere Xenoblasten, die Einschlüsse von Epidot aufweisen. Ein schwacher Pleochroismus von farblos nach blaßblau ist festzustellen.

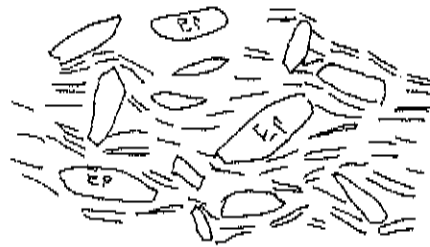
Hellglimmer: Sie bilden kleine, leistenförmige Schichtstapel in der Matrix, die sanft gewellt aber nicht zerbrochen sind.

Quarz: Der Quarz kommt in Form kleiner xenoblastischer Körnchen in der Matrix vor.

Chlorit: Chlorit bildet kleine filzige Cluster, die zumeist sekundäre Bildungen aus Epidot darstellen. Auch kommen sie in Form kleiner nadeliger Leisten in der Matrix vor. Der Pleochroismus reicht von farblos bis hellgrün.

Gefüge: Die Verteilung der Minerale ist im Schliffbereich homogen. Die Matrixminerale Glaukophan und Hellglimmer zeichnen ein gerichtetes Gefüge nach. Die größeren Epidotkristalle werden von den Matrixmineralen umflossen und sind wahrscheinlich in ihr rotiert. Abb.

Das Gestein ist ein Metamorphit in niedriger Blauschieferfazies.



Schliff Nr. R 22: Marmor

Mineralbestand: Calcit

Die Calcite bilden größere Xenoblasten mit kleineren zwickelförmigen Körnern. Sehr oft sind sie polysynthetisch verzwilligt und zeigen einen deutlichen Subkornbau.

Die Korngrößenverteilung im Schliffbereich ist homogen. Das Gefüge ist regellos, granoblastisch.

Schliff Nr. R 23, II: Calcit-Epidot-Glaukophanschiefer

Mineralbestand: Epidot, Glaukophan, Mg-Chlorit, Calcit, (Albit, Quarz, Hellglimmer, Rutil, Erz)

Epidot: Epidot bildet im Dünnschliff große, hypidioblastische, stark zerfressene Kristalle, die an einigen Stellen Zwillingsbildung erkennen lassen. Seine Kornform wird durch das Umfließen von Hellglimmer, Chlorit und Glaukophan abgebildet. Quer zur morphologischen Längsachse ist eine gute Spaltbarkeit ausgeprägt. Die teilweise pleochroitischen (grünlichgelb-grün) Kristalle haben als Einsschlüsse Glaukophan, Rutil, Chlorit, Hellglimmer und Erz aufgenommen.

Glaukophan: Die Glaukophankristalle sind teils stark zerfranst und gut eingeregelt. Vereinzelt läßt sich Zwillingsbildung erkennen. An den Intergranularen kommt es zur Bildung von Rutil, der auch in den Randbereichen der Kristalle eingeschlossen ist. Ebenfalls in den Randbereichen ist Erz eingeschlossen.

Chlorit: Chlorit bildet bevorzugt filzige Aggregate. Einzelne Kristalle sind gut eingeregelt. Sein starker Pleochroismus von blaßgelbgrün bis bläulichgrün läßt auf einen hohen Mg-Anteil schließen. Der optische Charakter der Hauptzone ist negativ.

Calcit: Calcit kommt in der Matrix des Gesteines vor. Er ist xenoblastisch ausgebildet und weist an seinen Korngrenzen Rutilbildungen auf. Im Kernbereich sind kleinste Chlorite, Hellglimmer und Erz eingeschlossen.

Quarz: Ebenfalls wie der Calcit ist Quarz Bestandteil der Matrix, kommt jedoch seltener vor. Er ist xenoblastisch ausgebildet und tritt in Clustern, oft in direkter Nachbarschaft zum Calcit, auf. Seine Korngrenzen verlaufen buchtig.

Albit: Albit ist ebenfalls Bestandteil der Matrix. Er ist xenoblastisch ausgebildet.

Hellglimmer: Hellglimmer kommt im Schliffbereich in zwei verschiedenen Ausprägungen vor. Zum einen bildet er große, zerlappte Kristalle die teilweise zerbrochen sind. Ist Chlorit ein direkter Nachbar kommt es zur Bildung von filzigen Aggregaten. Die Bruchstellen der großen Kristalle werden vor allem von Quarz, aber auch von Chlorit und Erz ausgefüllt.

Rutil: In Form kleiner Kriställchen kommt Rutil hauptsächlich als Einschlüsse vor.

Erz: Das Erz ist xenomorph, teils auch idiomorph mit sechsflächigen Anschnitten ausgebildet.

Gefüge: Die Mineralverteilung im Gestein ist inhomogen. Auffällig ist die Aufteilung der Zusammensetzung in zwei unterschiedliche Zonen. Chloritbetonte Horizonte wechseln sich mit stärker Glaukophanbetonten Horizonten ab. Glaukophan, Epidot und Hellglimmer zeichnen ein gerichtetes Gefüge nach.

Das Gestein ist ein Metamorphit in niedriger bis mittlerer Blauschieferfazies.

Schliff Nr. R 23, III: Granat-Epidot-Glimmerschiefer

Mineralbestand: Granat, Epidot, Quarz, Calcit, Hellglimmer, (Chlorit, Erz)

Granat: Der Granat kommt im Schliffbereich in Form großer Xenoblasten vor, die stark zerbrochen bzw. zerklüftet sind. Im Hellfeld ist die Farbe ein blasses Rosa. Die Korngrenzen sind meist stark zerlappt. Als Einschlüsse sind ungewöhnlich große Epidotkristalle, Calcit und Quarz festzustellen. Z. T. ist der Granat sekundär zu Chlorit umgewandelt. Dieses Bild ist wahrscheinlich durch eine starke Zerschierung der Granatkristalle entstanden. In den so entstandenen Bruchzonen konnten dann Quarz und Calcit auskristallisieren.

Epidot: Die Kornform der Epidotkristalle ist hypidioblastisch mit z. T. leicht zerlappten Korngrenzen. Die Kristalle sind zumeist stark zerklüftet. Die Epidote sind durchweg zonar aufgebaut. Der Kern ist Fe^{3+} -reicher und zeigt höhere Interferenzfarben als die Fe^{3+} -armen Randbereiche. Eingeschlossen sind kleine Quarz-Xenoblasten.

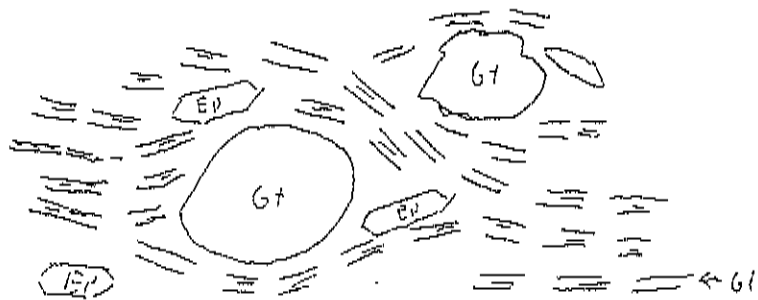
Quarz: Quarz bildet zum einen die Zwickelfüllung zwischen den Epidoten und den Hellglimmerkristallen. Zum anderen kommt er als Kristalliat in den zerscherten Granatkörnern vor. Die Kristalle weisen einen deutlichen Subkornbau auf und löschen undulös aus. Z. T. sind sie optisch anormal zweiachsig.

Hellglimmer: Die Hellglimmer sind in Form langgestreckter Schichtstapel ausgebildet, die meist sanft verbogen sind.

Calcit: Die Kornform der Calcitkristalle ist xenoblastisch mit buchtigen Korngrenzen. Die Kristalle sind im Hellfeld farblos und weisen einen deutlichen Subkornbau und polysynthetische Verwilligung auf.

Chlorit: Die Chlorite sind sekundäre Bildungen aus Granat und Epidot. Sie kommen als feine, filzige Aggregate vor, die bisweilen auch Pseudomorphosen nach den Ausgangsmineralen aufweisen.

Gefüge: Die Verteilung der Minerale ist über den gesamten Schliffbereich homogen. Die Granate bilden große Blasten, die von einer Matrix umflossen wird. Innerhalb dieser Matrix zeichnen Epidote und Hellglimmer ein gerichtetes, schiefriges Gefüge nach. Ein Lagenbau von Quarzlagen einerseits und Epidot-Glimmer-Lagen andererseits ist angedeutet. Abb. Das Gestein ist ein Metamorphit in höherer Grünschiefazies. Als Ausgangsgestein käme aufgrund des Mineralbestandes ein sandiger Mergel in Frage.



Schliff Nr. 26, II: Quarz-Epidot-Grünschiefer

Mineralbestand: Epidot, Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Albit

Epidot: Die Kornform ist xenoblastisch bis hypidioblastisch. Die Korngrenzen der z. T. stark zerscherten Kristalle sind intensiv zerlappt. Im Hellfeld weisen die Epidote einen Pleochroismus von hellgrün bis gelblich grün auf. Ein Zonarbau ist nicht festzustellen. Als Einschlüsse sind Quarz und Hellglimmer zu finden.

5

Quarz: Quarz kommt im Schliffbereich in Form großer Xenoblasten und als kleinere Körnchen in der Matrix vor. Die Korngrenzen sind z. T. buchtig. Die Körner weisen einen deutlichen Subkornbau auf und löschen undulös aus.

Hellglimmer: Es finden sich farblose, längliche bis nadelige Schichtpakete, die einen Großteil der Matrix aufbauen. Die Schichtpakete sind unverbogen. Eine Einregelung ist nicht zu erkennen. Abb.

Chlorit: Die Chloritkristalle bilden zumeist feine, filzige Aggregate oder kommen in Form feiner Nadelchen vor. Es ist ein starker Pleochroismus festzustellen, der von farblos bis olivgrün reicht. Z. T. haben sich die Chlorite aus Epidot gebildet, wodurch die Aggregate dessen Kornstruktur nachzeichnen.

Albit: Die Kornform der Albite ist xenoblastisch. Die Korngrenzen der farblosen Kristalle sind zumeist stark zerlappt. Selten ist eine Verzwillingung nach dem Albit-Gesetz festzustellen.

Gefüge: Die Verteilung der einzelnen Mineralphasen ist homogen. Eine Ausrichtung ist sowohl an den Glimmern als auch an den Epidoten nicht zu erkennen. Das Gefüge ist regellos.

Das Gestein liegt in höherer Grünschieferfazies vor. Als Edukt käme ein sandig-toniger Mergel oder ein Magmatit mit entsprechendem Chemismus in Frage.

Bericht über die

Dünnschliffmikroskopie

der auf dem

Feldpetrographischen Kartierkurs auf Syros im September 1993

angetroffenen Gesteine

Bearbeiter:

Bettina Hagen
Susanne Klerner

Inhalt:

1. Einleitung
2. Dünnschliffmerkmale der mikroskopierten Minerale

1. Einleitung:

Bei den meisten auftretenden Gesteinen handelt es sich um Glaukophanite, (Epidot)-Omphacit-Glaukophan-Felse oder auch Eklogite. Bei den von uns untersuchten Schliffen fehlen Marmore und Grünschiefer, die ebenfalls auf der Insel auftraten.

2. Dünnschliffmerkmale der zu mikroskopierenden Minerale:

Der Mineralbestand der meisten Schliffe ist durchaus ähnlich, jedoch wechseln die Anteile sehr stark.

Es treten in allen Schliffen als *Hauptminerale* auf:

Glaukophan, Omphacit, Granat, Klinozoisit, Epidot i.e.S..

Als *Nebengemengteile* treten auf:

Quarz, Feldspäte, Hellglimmer, Calcit.

Als *Akzessorien* treten auf:

Titanit, Zirkon, Rutil, Erzphasen, häufig treten Fe-Oxide (z.B. Hämatit oder Chlorit auf Rissen anderer Mineralkörner auf).

Glaukophan (Glk): $\text{Na}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Al}_2 [\text{Si}_8 \text{O}_{22}(\text{OH})_2]$

Weist sich im Dünnschliff durch seinen deutlichen Pleochroismus von gelblich - ultramarinblau bis nach lavendelblau aus. In den Schliffen sind häufig Kopfschnitte mit den für Amphibolen typischen Spaltbarkeiten zu erkennen. Viele Körner sind idiomorph ausgebildet und zeigen gerade Korngrenzen.

An der wechselnden Eigenfarbe läßt sich häufig Zonarbau erkennen.

Vielfach läßt sich eine Regelung dieses Minerals erkennen.

Glk ist ein typischer Indikator für Hochdruck-Niedertemperatur Bedingungen, die zumeist in Subduktionszonen herrschen.

Omphacit (Omph): Pyroxen Mischkristall aus Jadeit, Diopsid, Hedenbergit und Acmit.

Dieses Mineral zeigt sich in den Schliffen in wechselnder Häufigkeit und ist meistens nur noch reliktsch erhalten. Die meisten Körner sind stark korrodiert. Sie enthalten im Kern viele Einschlüsse oder Umwandlungsprodukte. Die Korngrenzen sind sehr unregelmäßig. Erkennbar sind sie an der grünlichen Eigenfarbe.

Epidot: $\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3 [\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})]$

Epidot (Ep); Klinozoisit

Es handelt sich hierbei um eine Mischkristallreihe zwischen dem eisenreichen Epidot i.e.S. und dem Aluminium betonten Zoisit. Beide Endglieder sind in einigen Schliffen durchaus als Hauptbestandteil zu finden. Deutlich erkennbar ist das Mineral an seinem hohen Chagrin und dem zitronengelben Pleochroismus. Diese Minerale zeigen einen deutlichen Zonarbau, der unschwer an den verschiedenen Interferenzfarben in einem Korn zu erkennen ist. Meist sind die Kerne eisenreicher. Epidot i.e.S. weist eine höhere Doppelbrechung auf als Klinozoisit. Letzterer zeigt anormal blaue Interferenzfarben. Die Körner sind nur sehr unregelmäßig begrenzt und haben häufig Querbrüche.

Epidot ist ein typisches Mineral der Grünschieferfazies, wobei es bei den Gesteinen auf Syros wohl oft um eine retrograde Überprägung von Hochdruck-Hochtemperatur-Gesteinen handelt.

Granat (Gr): $A_3B_2Si_3O_{12}$

Die Granate in den Schliffen zeigen zwar häufig noch idiomorphe Korngrenzen, sind allerdings zumeist zerbrochen, so daß die Verformung der meisten Gesteine in einem Temperaturbereich stattgefunden haben muß, wo sich der Granat nur noch rigide verhalten hat. Auf den Rissen findet häufig eine Chloritisierung statt, oder es kommt zur Bildung von Fe-Oxiden. In einigen Schliffen ist der Granat auch stark ausgewalzt und zeigt korrodierte Korngrenzen.

Da es sich hier um eine ehemalige Subduktionszone handelt, wäre zu erwarten, daß der Pyrop-Anteil relativ gering ist. Die Granate sollten eher Almandin + Spessartin reich sein, wofür die rosa Farbe des Granates spricht.

Quarz (Qz) und Feldspäte (Esp)

Diese Mineralarten sind häufig feinkörnig polygonal rekristallisiert und zeigen nicht selten undulöse Auslöschung. Sie finden sich im Druckschatten von Granat oder als meist untergeordneter Matrixbestandteil.

Typisch für den Quarz sind 120° Kornwinkelgrenzen.

Hellglimmer (Hgl):

In den meisten Fällen weist der Hgl gerade Korngrenzen auf, scheint also häufiger neugesproßt zu sein. In den Schiefen ist seine Ausrichtung parallel zur Bänderung, es kommt aber auch vor, daß er quer zum Gefüge sproßt.

Die Glimmer, die in diesen Gesteinen auftreten, sind wahrscheinlich, da es sich um mafische Ausgangsprodukte handelt, Mg- und Al-betont.

Akzessorien:

Rutil (Rt): TiO_2

kommt unregelmäßig verteilt und in wechselnden Anteilen vor. Die Körner sind nicht idiomorph, häufig abgerundet und an ihrer gelbbraunen Eigenfarbe und dem hohen Chagrin gut zu erkennen.

Calcit (Cc): CaCO_3

Cc kommt untergeordnet xenomorph und häufig mit vielen Einschlüssen vor. Eine Ausnahme bildet der Schliff R28. Cc fällt durch seine sehr hohe Doppelbrechung und Szintillieren auf.

Zirkon: ZrSiO_4

Titanit: $\text{CaTiO(SiO}_4\text{)}$

Beide Minerale kommen nur sehr untergeordnet vor, meist in kleinen rundlichen Körnern. Sie fallen durch ihre extrem hohe Licht- und Doppelbrechung auf.

Erz

Das Erz ist sowohl dispers verteilt als auch idiomorph ausgebildet. Es treten unterschiedliche Erze auf. In einigen Schliffen hat eine lagenweise Anreicherung stattgefunden.

Sekundäre Bildungen:

Chlorit: $(\text{Mg, Fe, Al})_6 [(\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2]$;

Hämatit: Fe_2O_3 .

Chlorit ist eine sekundäre Bildung. Eine Chloritisierung findet vor allem auf Rissen im Gt statt, aber auch alle anderen Minerale werden retrograd umgewandelt.

Zu erkennen ist Chlorit an dem ins grünlich gehenden Pleochroismus, den anormal blauen Interferenzfarben und der undulösen Auslöschung.

Hämatit ist xenomorph und deutlich an der roten Farbe in dünnen Plättchen zu erkennen.

Granat-Glaukophan-Omphacit-Epidot-Felse:

Schliffe: R32, R41, R42, R43.

Granat-Glaukophan-Omphacit-Felse:

Schliff: R44.

MB (in wechselnden Anteilen): Omph, Glk, Gt, Ep, Klinozoisit, Hgl, Rt,
Chlorit, Cc, Erz, Zirkon.

In diesen Gesteinen liegt noch reliktsch die Eklogitparagenese aus Omphacit und Granat vor.

Das Gefüge in diesen Schliffen ist unregelmäßig und die einzelnen Mineralkörner sind recht grobkörnig kristallisiert. Der Omphacit ist im Kern mit vielen Einschlüssen durchsetzt und an den Rändern stark korrodiert. Glaukophan ist sehr unterschiedlich ausgebildet: Teilweise sind gut ausgebildete, idiomorphe Kopfschnitte zu erkennen, es zeigen sich aber auch xenomorphe Körner mit Subkornbau (z.B. R42), wobei dann auch undeutliche Auslöschung zu erkennen ist. Glaukophan bildet sowohl große Blasen als auch eine feinkörnige rekristallisierte Matrix, dann häufig mit Epidot vergesellschaftet.

In den Schliffen mit vielen Kopfschnitten von Glk läßt sich eine Lamination des Gesteins senkrecht zur Orientierung des Schliffs vermuten.

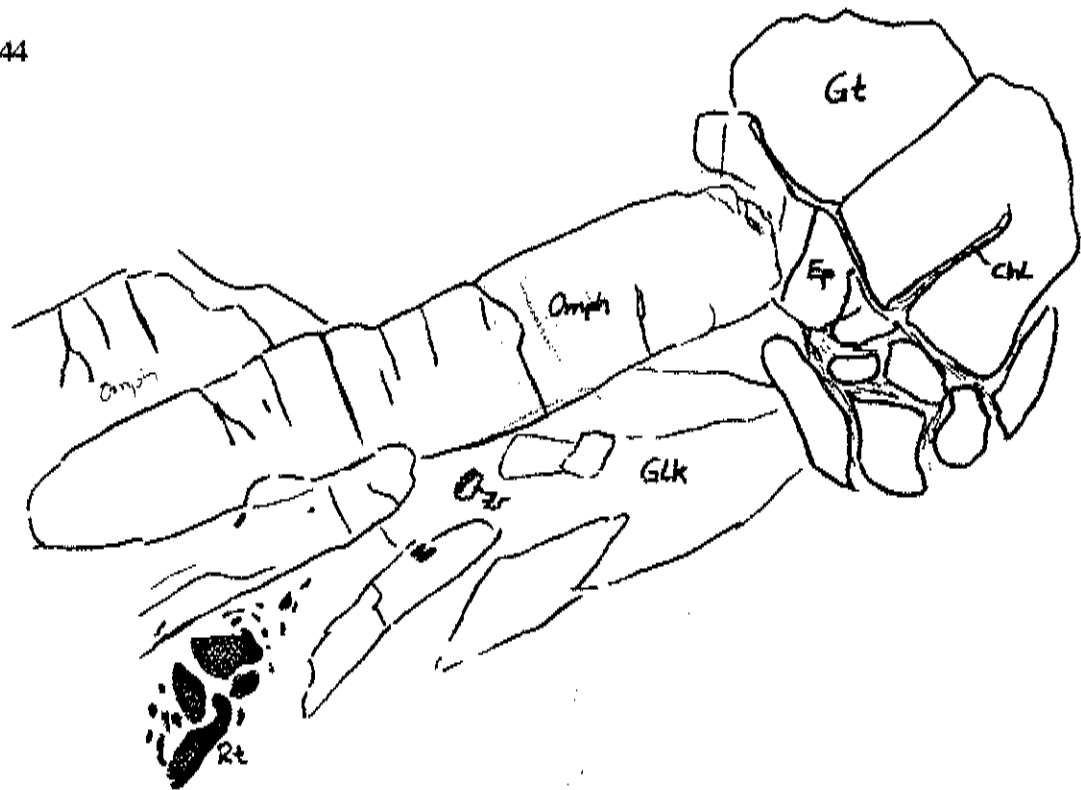
Ep kommt in dem Schliff R44 nicht vor, sonst tritt er sehr unterschiedlich in Erscheinung. Die Schliffe R41, R42 und R43 zeigen ein Rekristallisationsgefüge aus Klinozoisit bzw. Epidot zusammen mit Glk. Im Handfeld wirken die Rekristallite häufig wie einzelne, große Körner. Ep und Glk zeigen hier deutlichen Zonarbau.

Der Gt ist idiomorph und zerbrochen, wobei auf den Rissen eine Chloritisierung zu beobachten ist.

Auch in diesen Schliffen zeigt auf den Rissen eine sekundäre Chloritisierung und eine Verdrängung von Mineralen durch Chlorit.

Da Ep im Schliff R44 nicht vorkommt, könnte man dieses Gestein auch **Granat-Glaukophan-Omphacit-Fels** nennen. In diesem Schliff sind Omph und Glk auch porphyrisch ausgebildet. Ferner verdrängt hier Glk den Omph. Es tritt das gleiche blutrot durchscheinende Erz auf, wie im Schliff R31.

R44



Glaukophan-Epidot-Schiefer

Schliffe: R39, R40.

MB: Glk, Ep, Klinozoisit, Qz, Hgl, Chlorit, Cc, Rt, Hämatit, Zirkon.

Der Glk ist idiomorph - hypidiomorph entwickelt, wobei er häufig buchtige Korngrenzen aufweist. Ep dagegen ist retrograd umgewandelt, sehr unregelmäßig ausgebildet und enthält viele Einschlüsse.

Untergeordnet findet sich in der Matrix xenomorpher Cc, welcher deutlich Entmischungslamellen aufweist. Der Quarz ist feinkörnig polygonal rekristallisiert. In diesem Schliff sind an Sekundärbildungen Chlorit und Hämatit vorhanden. Das Gefüge erscheint im Schliff eher regellos, nur die Epidote sind teilweise parallel angeordnet.

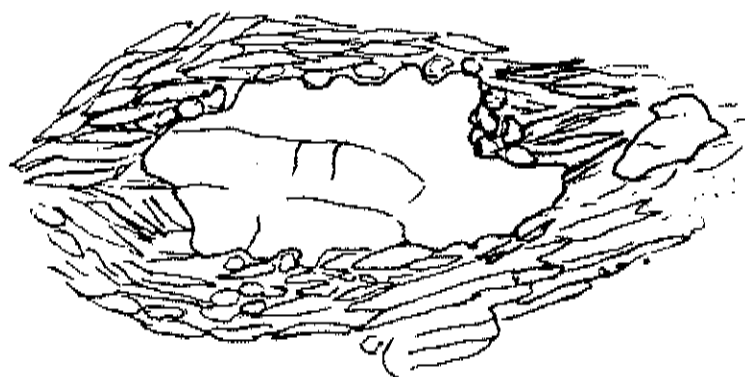
Glaukophanite:

MB: Glk, Omph, Rt, Zirkon.

Schliff: R34

Das Hauptmineral ist Glaukophan, wobei die meisten Körner länglich gestreckt und hypidiomorph sind. Daneben tritt untergeordnet reliktsch Omphacit auf, der im Kern häufig gerichtete Einschlüsse aufweist und keine idiomorphen Kongenzen mehr aufweist. Meist ist der Omphacit von Glaukophan (mit Subkornbau) verdrängt, so daß nur noch die äußere Form des Omphacits und die leicht grünliche Farbe erhalten bleibt. Akzessorisch treten Zirkon und Rutil auf.

Der Schliff weist ein gerichtetes Gefüge auf, welches von den länglichen Glk-Nadeln nachgezeichnet wird.



Glaukophan-Gneis:

Schliffe: R19, R31, R35, R48.

MB: Glk, Qz, Ep, Hgl, Gt, Fsp, Chlorit, Erz, R35: Zirkon, R31: Rutil.

R19: Cc, Zirkon, Hämatit.

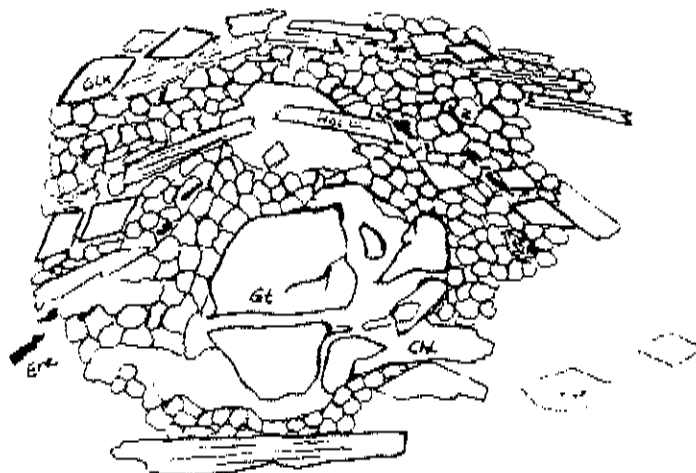
In den Schliffen läßt sich eine Bänderung von quarz- und glaukophanreichen Lagen erkennen. Der Hellglimmer hat seine Orientierung meist parallel zur Bänderung des Gesteins. Der Glaukophan zeigt häufig Kopfschnitte, aber auch längliche Nadeln. Die zahlreichen Kopfschnitte in den Schliffen R31 und R35 lassen den Schluß zu, daß die Schliffe senkrecht zur Lamination der Glaukophannadeln orientiert sind. Der Quarz ist teilweise sehr feinkörnig, polygonal rekristallisiert. Der Gt ist zwar idiomorph, jedoch zerbrochen; ferner finden sich auch poikilitische Körner. In allen Schliffen ist eine deutliche Chloritisierung zu erkennen.

Im Schliff R31 sind Glk und Hgl an den Rändern angegriffen. Der Hgl bildet Kinkbands. Es tritt ein großkörniges, idiomorphes, in dünnsten Plättchen blutrot durchscheinendes Erz auf, das lagenweise angereichert ist. Möglicherweise handelt es sich um ein Manganerz (Pyrophanit).

Im Schliff R35 sind Glk und Hgl randlich nicht angegriffen. Der Hgl ist häufig gebogen und zeichnet so das Fließgefüge nach. Das Erz hier ist schwarz, undurchscheinend und dispers verteilt. Zusätzlich treten sehr untergeordnet auf den Korngrenzen Fe-Oxide auf. Die Schichtung ist undeutlicher als in R31.

Das Gestein ist in einem PT-Bereich verformt worden, wo die meisten Minerale nicht plastisch reagieren konnten. Es kam zu einer Einregelung von Glaukophan und Knickung der Hgl. Später fand eine sekundäre Chloritisierung statt.

R31

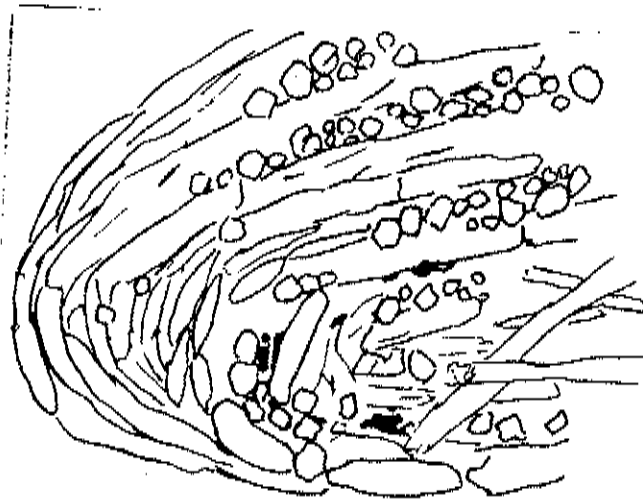


8

In den Schliffen R48 und R19 ist als besonderes Gefügemerkmal eine Falte zu erkennen, wobei längliche Minerale senkrecht zur Faltenachse orientiert sind.

Ep ist in diesem Schliff quer zum Gefüge orientiert, ebenso wie Chlorit, ist aber korrodiert und weist viele Einschüsse auf. Es scheint also, daß Ep relativ spät gesproßt ist und später begonnen hat sich umzuwandeln.

R48



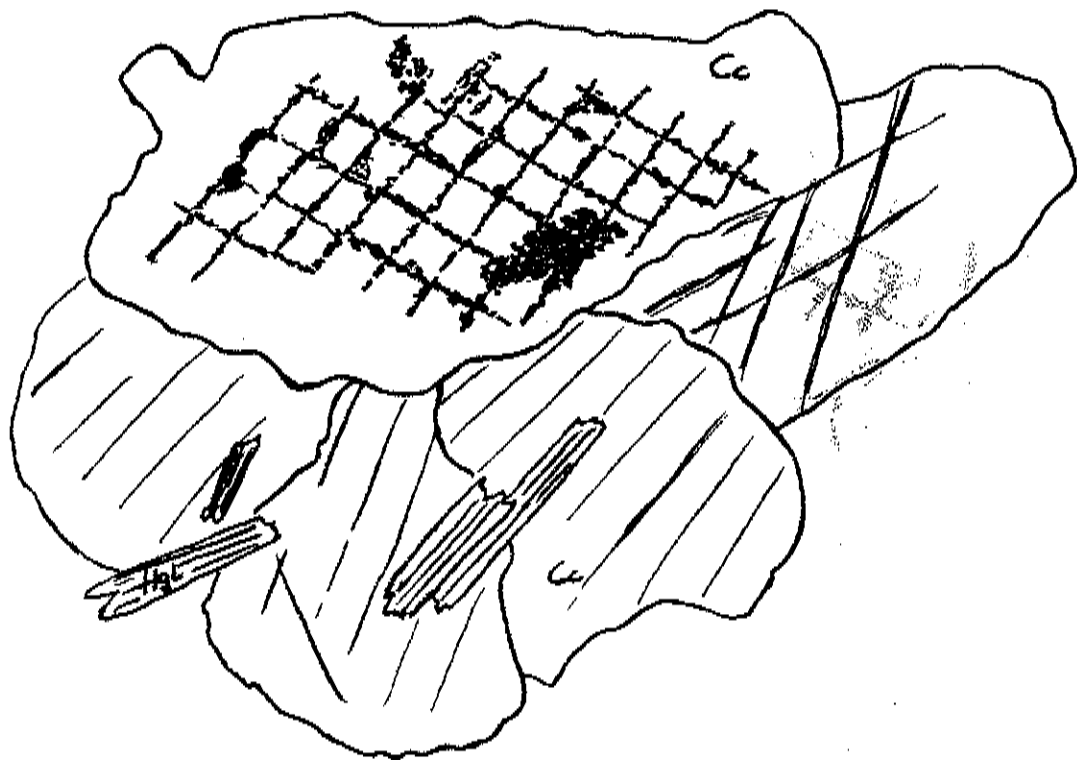
Calcitband in einem Glimmerschiefer.

Schliff: R28.

MB: Cc, Hgl, Qz, Klinozoisit, Erz.

Hauptsächlich besteht er aus in einer Richtung gestreckten, unregelmäßig begrenzten Calcit-Blasten. Diese Blasten weisen häufig Einschüsse auf. Auf den Entmischungslamellen finden sich häufig Fe-Oxide. Der Qz ist granoblastisch rekristallisiert und hat buchtige Korngrenzen. Der Hgl weist gerade Korngrenzen auf und scheint später gesproßt zu sein. Der Klinozoisit ist feinkörnig und zerbrochen, weist aber häufig noch gerade Korngrenzen auf und erscheint im Schliff regellos. Die deutliche Orientierung des Cc, die man am Handstück gut erkennen kann, läßt sich im Schliff nur bedingt nachvollziehen. Ebenso ist der Glimmerschiefer nicht eindeutig zu erkennen.

R28



Quarz-Epidot-Fels.

Schliff: R27

MB: Qz, Hgl, Ep, Fsp, Erz, Titanit

Qz und Fsp sind polygonal rekristallisiert. Der Epidot ist nur noch reliktsch vorhanden und stark xenomorph. Die Körner zeigen eine undulöse Auslöschung und erscheinen regellos. Die Hgl sind eingeregelt und zeigen gerade Korngrenzen, scheinen also später gesproßt zu sein.

Roentgenographische Phasenanalyse mittels Pulverdiffraktometrie von Gesteinsproben der Mineralogisch- Petrologischen Exkursion auf Syros im September 1993

1.0 Probenvorbereitung

Alle Proben wurden mit einem Borcarbidmörser analysenfein aufgemahlen.

Die Probe R 33 wurde per Backenbrecher und Siebanalyse in unterschiedliche Kornfraktionen aufbereitet und anschließend in verschiedene Mineralphasen zerlegt.

2.0 Ergebnisse

2.1 Probe 1

Probe 1 wurde in der Nähe der "Villa" entnommen, vermutet wurde eine Manganvererzung.

Phase	Mineral
1	SiO ₂
2	(Mg ₂ Al)Al ₆ [(OH) ₄ / (BO ₃) ₃ / (Si ₆ O ₁₈)]

2.2 Probe 2

Derber, dunkelgrün gefärbter, weicher Mineraleinschluß, Fundort unbekannt

Phase	Mineral
1	(Na, K) ₃ (Fe ²⁺ , Mg, Al) ₅ [(F, OH) ₂ / Si ₈ O ₂₂]
2	(Mg, Al) ₆ [(OH) ₈ / (Si, Al) ₄ O ₁₀]

2.3 Probe R 33

Bei Probe R 33 handelte es sich um eine weiche, derbe, uneinheitlich gefärbte (smaragdgrün bis blaßgrün) Mineralphase, die in der Nähe von Kini entnommen wurde.

Phase	Mineral
1	(Mg, Fe ²⁺ , Al) ₆ [(OH) ₈ / (Si, Al) ₄ O ₁₀]
2	(Fe, Mg) ₂ [Si ₂ O ₆]
3	K(AlFe ²⁺ Li)[(OH / F) / (Si ₃ Al) ₂ O ₁₀]