

MINERALOGISCH - PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN  
METAMORPHEN LATERITEN UND DEREN BENACHBARTEN  
GESTEINEN IN DER ALMOPIAS - ZONE IM BEREICH EDESSA  
(ZENTRALMAZEDONIEN)

von  
E. MPOSKOS

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΕΣ-ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΣΕ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΟΥΣ  
ΛΑΤΕΡΙΤΕΣ ΚΑΙ ΣΤΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ ΑΥΤΟΥΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ  
ΖΩΝΗΣ ΑΛΜΩΠΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΔΕΣΣΑΣ

ἀπό τόν  
Ε. ΜΠΟΣΚΟ

**Zusammenfassung**

Aus der mineralogisch — petrographischen Untersuchung zweier 8 km voneinander entfernten Fe - Ni - lateritischen Vorkommen und ihren benachbarten Gesteinen in Bereich von Edessa in der Almopias Zone hat sich folgendes ergeben:

1. Im nordwestlicheres Vorkommen 6 (Vryta) hat die Metamorphose die Pumpellyitzone erreicht. Sie wird durch die Paragenesen Pumpellyit + Chlorit + Quarz und Pumpellyit + Aktinolith + Chlorit + Quarz in Metadiabasen festgelegt. Charakteristische metamorphe Minerale im Laterit sind: Magnetit (sekundär zum Teil in Maghemit und Hämatit oxydiert) und Chlorit. Im darunterliegenden Serpentin sind Chrysotil, Talk und Klufantigorit die charakteristischen metamorphen Minerale.
2. In den südöstlicheren Vorkommen 4β und 4γ (Flamuria) hat die Metamorphose die Pumpellyitzone überschritten. Charakteristische metamorphe Minerale im Laterit sind: Magnetit, Hämatit, Riebeckit, Stilpnomelan, Talk und Millerit. Im Serpentin: Gesteinsantigorit, Chrysotil, Talk. Im Metadiabas: Aktinolith, Chlorit, Klinozoisit, Epidot, Albit, Quarz. In Talkschiefer des Lateritvorkommens 4β tritt die Mineralassoziation Talk + Quarz + Riebeckit, wobei Quarz vom Talk korodiert wird, auf. In einer Metadiabasprobe wurde die Mineralassoziation Prehnit + Aktinolith + Albit + Klinozoisit + Chlorit festgestellt.

**Σύνοψη**

Στό Νομό Πέλλης καί ἐντός τῆς ζώνης Ἀλμωπίας ἐξετάστηκαν οὐρυκτολογικά - πετρογραφικά δύο σιδηρονικελιοῦχες ἐμφανίσεις καθὼς καί τὰ γειτονικά τους πετρώματα. Ἀπό τὴν ἐξέταση τῶν ἐμφανίσεων αὐτῶν πού ἀπέχουν μεταξύ τους 8km κατ' εὐθεία γραμμὴ προέκυψαν τὰ ἑξῆς:

1. Στη βορειοδυτική εμφάνιση N6 (Βρυτά) οι συνθήκες της μεταμορφώσεως τών πετρωμάτων χαρακτηρίζονται από εκείνες της ζώνης τού Πουμπελλιούτη. Η ζώνη αυτή καθορίζεται από τις παραγένσεις πουμπελλιούτης + χλωρίτης + χαλαζίας και πουμπελλιούτης + ακτινόλιθος + χλωρίτης + χαλαζίας που εμφανίζονται σε μεταδιαβάσεις και μεταγαββροειδείς ξενόλιθους σε απόσταση μικρότερη τών 100 μέτρων από την σιδηρονικελιούχο εμφάνιση N6. Χαρακτηριστικά όρυκτα μεταμορφώσεως είναι: Στο λατερίτη: μαγνητίτης (μετατραπείς δευτερογενώς σε μαγκνήτη και αιματίτη) και χλωρίτης. Στόν ύποκειμένο σερπεντινίτη: Χρισοσίλης, τάλκης και φλεβικό-άντιγορίτης.
2. Στις νοτιοανατολικές εμφανίσεις 4β-4γ (Φλαμουριά) οι συνθήκες μεταμορφώσεως υπερέβησαν εκείνων τής ζώνης τού πουμπελλιούτη. Χαρακτηριστικά όρυκτα μεταμορφώσεως είναι: Στο λατερίτη: μαγνητίτης, αιματίτης, ρηθηκίτης, σιζιλονομέλανας, τάλκης, χλωρίτης και μίλλερίτης. Στο σερπεντινίτη: άντιγορίτης (στό πέτρωμα) χρυσοσίλης και τάλκης. Στους μεταδιαβάσεις: ακτινόλιθος, χλωρίτης, κλινοζωϊσίτης, επίδοτο, άλβίτης, χαλαζίας. Σε τάλκικό σιζιτόλιθο στην εμφάνιση 4β εμφανίζεται ή παραγένεση τάλκης + χαλαζίας + ρηθηκίτης. Σε ένα δείγμα μεταδιαβάσεως διαπιστώθηκε ή συνύπαρξη τών όρυκτων: πρενίτης, ακτινόλιθος, άλβίτης, κλινοζωϊσίτης, και δευτερογενής χλωρίτης.

## Einleitung

Im Bereich Edessa sind an mehreren Stellen Fe - Ni - lateritische Vorkommen (Katsavos, Mposkos, 1974) bekannt. Sie sind, genau wie die bekannten Lateriten Zentralgriechenlands, das Produkt einer entsprechenden Verwitterung von ophiolithischen Gesteinen, welche hier vor der Oberkreide stattgefunden hat.

Die eigentlichen Lateriten kommen in der nach Mercier bezeichneten Zone "Almopias" vor, liegen meist auf Serpentiniten und werden hauptsächlich von Oberkreidekalken überlagert. Diejenigen Vorkommen, welche in der Pelagonischen Zone auftreten, liegen zwischen verkarsteten triasisch — jurasischen und den Oberkreidekalken und sind mehr oder weniger bauxitartige Lateriten.

Die Abbildung 1 zeigt die lateritischen — bauxitischen Vorkommen des Gebietes.

Die Almopias Zone wird durch einen intensiven Schuppenbau gekennzeichnet, welcher auch bei den Lateriten selbst zum Vorschein kommt. Diese Einengungstektonik wird von einer niedertemperierten Metamorphose begleitet, welche Mercier mit Kali - Argon-Altersbestimmungen an Muskoviten des Flysches von Kato Lutraki auf 60 M.J. datiert hat.

In der vorliegenden Arbeit werden zwei ausgewählte lateritische Vorkommen mineralogisch — petrographisch detailliert untersucht. Dabei handelt es sich um die auf Abb. 1 als Nr. 4β, 4γ und 6 bezeichneten Vorkommen. Sie liegen in 8 km Luftlinie voneinander entfernt in NW - SE Richtung.

## Lateritvorkommen von Flamuria

Das größte lateritische Vorkommen in dieser Gegend ist der Laterit von Flamuria (4β). Er liegt etwa 1,5 km SW des Dorfes Flamuria. Dabei handelt es sich um einen ca. 400 m langen und primär von 15 bis 20 m mächtigen Körper, dessen Mächtigkeit durch Aufschubung verdoppelt wurde. Er liegt auf tektonisch stark zertrümmerten, teils vertalktem Serpentin und wird konkordant von

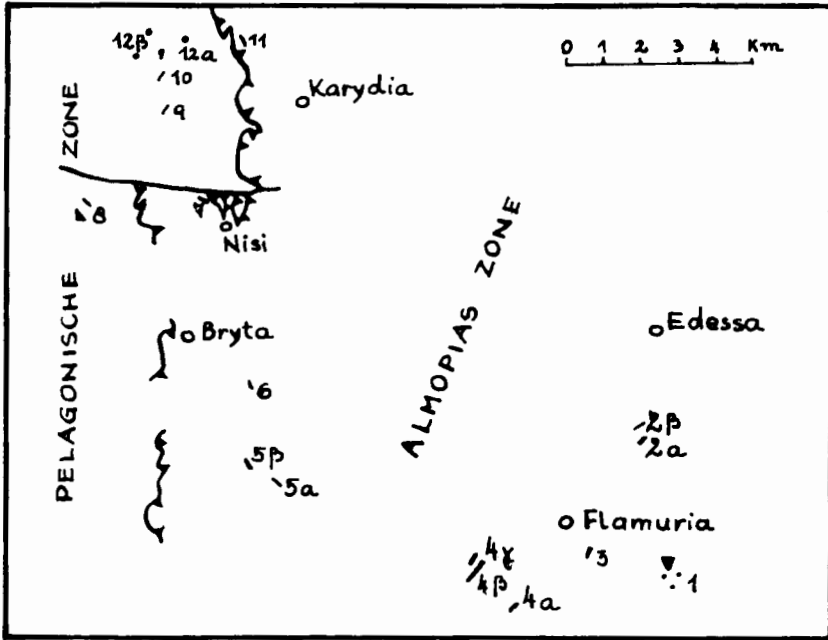


ABB. 1: Lage der Laterit — und Bauxitvorkommen im Bereich Edessa (entnommen aus der Arbeit Katsavos - Mposkos, 1974).

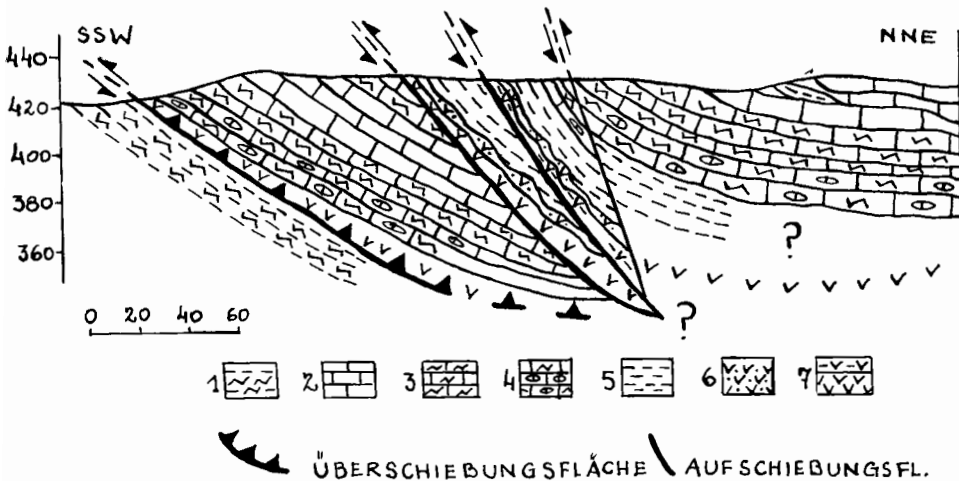


Abb. 2: Profil quer durch das Lateritvorkommen 4β-1: Flysch Almopias (Mestricht - Paleozän) 2: graue massige Kalke 3: gefaltete Schieferkalke 4: gefaltete plattenförmige mergelige Kalke mit kleinen Linsen von massigen Kalken 5: Fe - Ni - Lateritzer 6: Quarzit ("Metapseudohornstein") 7a: vertalkter Serpentin 7b: Serpentin. (Entnommen aus der Arbeit Katsavos - Mposkos (1974), verbessert durch neue Beobachtungen).

geschichteten Oberkreidekalken — welche dann in massige Rudistenkalke übergehen — überlagert. Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse sind im Profil der Abb. 2 dargestellt worden.

Als älteste Gesteinsart tritt der Serpentin auf. Er geht an der Basis des Laterits an manchen Stellen in Talkschiefer, an anderen in Talk — Aktinolithschiefer mit  $\pm$  Stilpnomelan und Riebeckit über. Die beiden letztgenannten Gesteinsarten sind sehr geringmächtig von einigen cm bis maximal 30 cm Mächtigkeit. Sie werden auf Abb. 2 von Serpentin nicht getrennt. Darüber liegt der Laterit. Zwischen dem eigentlichen Laterit und dem Serpentin bzw. Talk — Aktinolithschiefer liegt (durch die Tektonik in einzelne Blöcke zerlegt) ein sehr hartes, rötlich — bräunliches bis grünliches quarzitisches Gestein. Dieses wird in Griechenland als "Pseudohornstein" bezeichnet. Über dem Laterit liegen konkordant feingeschichtete graue Oberkreidekalken, welche in massige Rudistenkalke übergehen. Beide Karbonatgesteinsarten sind durch die Metamorphose zu feinkristallinen Marmoren rekristallisiert. Abgesehen vom Hauptlateritkörper treten noch mehrere kleine Vorkommen in der unmittelbaren Umgebung auf. Das auf Abb. 1 als 47 bezeichnete Vorkommen (5 m lang, bis zu 0,5 m mächtig) wird in diese Arbeit miteinbezogen.

## Die Gesteinsarten und ihre Mineralassoziationen

### Serpentin

Auf Grund des Gefüges und der Mineralassoziation unterscheidet man zwei Arten von Serpentin:

1. Lizardit (Chrysotil) - Serpentin, wobei die Korngrenzen und Kornarten des ehemaligen Peridotits im Serpentingefüge noch erkennbar sind (Maschenstruktur für den ehemaligen Olivin und Abbildung der Spuren der ehemaligen Spaltbarkeit des Pyroxen im Bastit).
2. Antigorit - Serpentin, wobei durch die metamorphe Antigoritblastese die Maschenstruktur zum größten Teil zerstört wird. Die Antigoritblastese geht nach zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen vor sich und ist eindeutig postkinematisch (Abb. 3).

In der ersten Serpentinart herrscht Lizardit (untergeordnet Chrysotil) vor, während Antigorit nur als Kluffüllung auftritt. In der zweiten überwiegt Antigorit, Lizardit und Chrysotil scheinen lediglich als sporadische Relikte auf. Zwischen beiden Extremfällen gibt es verschiedene Übergangsformen.

Außer den Serpentinmineralen kommen im Serpentin häufig Talk und nicht selten Dolomit vor. Die Talkbildung geht, wie sich aus der mikroskopischen Beobachtung ergibt (Abb. 4), der Antigoritbildung voran. Talk kommt meist in von Serpentin umgebenen Nestern vor. Dolomit tritt meist in Antigorit — Serpentin auf. Antigorit ist in Dünnschliffdicke farblos, während Lizardit leicht grün gefärbt ist. Bei der Antigoritbildung aus Lizardit entsteht häufig Magnetit. Auch bei der



Abb. 3: Antigoritblasten wachsen mit ihrer (001) Fläche nach zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen. Dünnschliff + Nicols.  $\times 250$ .



Abb. 4: Talk - und Antigoritneubildung im Serpentin. C = Chrysotil, T = Talk, A = Antigorit. Dünnschliff + Nicols.  $\times 250$ .

Talkbildung aus Serpentin wird Eisen frei und in Form von Magnetit wieder gebunden.

Die folgenden Mineralassoziationen sind mikroskopisch und röntgenographisch festgestellt worden:

1. Lizardit + Chrysotil + Chromit + Klufantigorit
2. Lizardit + Chrysotil + Talk + Antigorit + Magnetit + Chromit
3. Talk + Antigorit + Lizardit + Chrysotil + Chromit
4. Antigorit + Lizardit + Dolomit + Magnetit + Chromit

#### Talkschiefer, Talk - Aktinolithschiefer mit Riebeckit und Stilpnomelan:

Diese Gesteinsarten treten nur beschränkt zwischen Serpentin und Laterit, sowohl im Vorkommen 4 $\beta$  als auch im 4 $\gamma$  auf. Sie stellen keine bestimmten Horizonte mit konkreter mineralogischer Zusammensetzung dar. Diese wechselt sowohl quantitativ als auch qualitativ, oft sogar auch im Handstückbereich. Die meisten dieser Gesteinsarten können als metamorphe Produkte der ehemals verwitterten Serpentinsoberfläche angesehen werden. Der Grad der Verwitterung zeigt sich in diesen metamorphen Gesteinen in den verschiedenen Mineralassoziationen (eine nachträgliche Stoffmobilisation — zumindest Alkalienzufuhr, notwendig für die Riebeckit — und eventuell Stilpnomelanbildung — kann angenommen werden).

Die auf Tabelle I als 4a eingetragene chemische Analyse entspricht einem Aktinolith — Stilpnomelanfels, die 6a einem Tremolit — Stilpnomelanfels. Werden beide Analysen mit der des Antigorit — Serpentinits (x) verglichen, zeigt sich eindeutig eine Verminderung des Magnesiums, sowie eine Zunahme von Eisen und Silizium. Der Nickelgehalt steigt ebenfalls beträchtlich. FeO ist hauptsächlich im Magnetit gebunden.

Mineralassotiationen:

In Talkschiefern:

1. Talk + Magnetit + Chromit ± Chlorit ± Stilpnomelan
2. Talk + Riebeckit + Quarz + Magnetit.

Die zweite Paragenese wurde in dem im Laterit 4β eingekleiteten Talkschiefer beobachtet.

In Talk - Aktinolithschiefern und Talk - Riebeckitschiefern:

1. Aktinolith + Talk ± Tremolit + Stilpnomelan ± Chlorit + Magnetit + Chromit
2. Talk + Aktinolith ± Tremolit + Chlorit + Magnetit + Chromit
3. Talk + Aktinolith ± Stilpnomelan + Riebeckit ± Magnetit
4. Aktinolith + Riebeckit + Montmorillonit + Stilpnomelan + Talk + Magnetit + Chromit
5. Talk + Riebeckit + Magnetit + Chromit
6. Tremolit + Talk + Montmorillonit

In sämtlichen Gesteinsarten sind Aktinolith, Tremolit und Riebeckit zum größtenteil feinnadelig und mit ihrer kristallographischen Achse c sowohl parallel zur Schieferung als auch büschelig nach allen Richtungen postkinematisch gewachsen. Tremolit und Aktinolith werden hauptsächlich durch die Dünnschliffarbe unterschieden. Tremolit ist farblos, während Aktinolith in Richtung c Achse von hellgrün bis zu bläulichgrün variiert und senkrecht zur c je nach Orientierung farblos, gelblich bis leicht lavendelblau ist. Der Charakter der Verlängerung ist in allen Farbvariationen in Richtung c positiv. Riebeckit läßt sich durch seinen Pleochroismus und den negativen Charakter der Verlängerung vom bläulich gefärbten Aktinolith leicht unterscheiden. Er weist folgenden Pleochroismus auf:

// c (na) = grünlichblau  
 // b (nb) = violettblau  
 (ng) = gelblichgrau

Die d- Werte seiner stärksten Reflexe mit abnehmender Intensität sind:

d A	8,42	3,105	2,722	2,796	4,51	9,11	3,266
(hkl)	(110)	(310)	(151)	(330)	(040)	(020)	(240)

Talk ist in Talkschiefern feinblättrig und liegt mit seiner (001) Fläche meist // zur Schieferung. Er bildet sich in Talk — Aktinolithschiefern ebenfalls feinblättrig, meist in Nestern und ist in diesem Fall nicht orientiert. Sein  $2V$  beträgt zwischen  $6^{\circ}$ - $8^{\circ}$ .

TABELLE I: Chemische Analysen

	x	4a	6a	7a	8a	11a
SiO <sub>2</sub>	37,56	54,36	47,09	26,83	33,56	46,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	1,64	1,44	4,93	4,80	3,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,15	11,20	21,45	32,35	24,06	15,86
FeO	4,13	6,70	7,58	15,10	9,44	9,05
MnO	0,08	0,62	0,10	0,28	0,79	0,08
MgO	34,18	12,72	7,05	8,70	6,29	6,77
CaO	2,30	4,85	6,61	0,76	1,44	1,83
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,72	0,18	0,19	0,28	3,22
K <sub>2</sub> O	0,02	0,16	0,16	0,25	0,25	0,20
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,07	0,05	0,36	0,28	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	1,10	0,85	3,18	7,22	4,66
NiO	0,29	0,85	0,58	1,50	1,27	1,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> CO <sub>2</sub>	12,86	2,72	3,32	3,62	5,26	3,63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	1,66	2,81	2,32	3,51	2,27
	99,02	99,37	99,27	100,37	98,45	99,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	11,93	21,20	45,45	16,25	24,60

- x = Antigoritserpentinit (Antigorit, Magnetit, Dolomit, Chromit)  
 4a = Aktinolith - Stilpnomelanfels (Aktinolith, Stilpnomelan, Riebeckit, Talk, Magnetit, Chromit)  
 6a = Tremolit - Stilpnomelanfels (Tremolit, Stilpnomelan, Magnetit, Chromit)  
 7a = Laterit (4γ) (Magnetit, Stilpnomelan, Chromit, Riebeckit, Chlorit, Millerit)  
 8a = Laterit (4γ) (Magnetit, Chromit, Stilpnomelan, Riebeckit, Chlorit)  
 11a = Laterit (4β): Riebeckitschiefer (Riebeckit, Montmorillonit, Hämatit, Magnetit, Chromit)

Der  $d$  — Wert seiner (002) Fläche ist nicht in allen Paragenesen konstant. Er schwankt zwischen 9,38 und 9,46 Å und ist immer höher als der in der Literatur angegebene Wert.

Stilpnomelan bildet meist sehr feine richtungslos oder radialstrahlig angeordnete Blätter (Abb. 5). Die  $d$  — Werte seiner stärksten Reflexe mit abnehmender Intensität<sup>+</sup> sind:

$d$ Å	12,26	4,11	3,09	2,55	2,348	6,21	3,61
(hkl)	(001)	(003)	(004)	(446)	(447)	(002)	(603)
$d$ Å <sup>1</sup>	12,277	4,04	3,0582			6,325	1) Rost u.a. (1969)
$d$ Å <sup>2</sup>	12,2	4,119	3,081			6,25	2) Niggli u.a. (1956)

<sup>+</sup> Die Intensität der meisten Reflexe entspricht nicht derjenigen aus der Literatur, da das Pulver bei der Präparation des Materials sehr stark in den Präparatträger gepreßt wurde, sodaß eine Mineralorientierung entstand. Dies ist sowohl bei Riebeckit, in welchem die (hko) Reflexe, als auch bei Stilpnomelan, in welchem die (001) Reflexe sehr stark zum Ausdruck kommen, ersichtlich.



Seine Lichtbrechung:  $n_b = n_g = 1,712$

Montmorillonit wurde in zahlreichen untersuchten Proben sowohl im Talk - Aktinolith - Riebeckitschiefer als auch im Lateritkörper 4β mit Röntgendiffraktometer bestimmt.

Magnetit tritt als Idioblast in Oktaedern, am häufigsten aber in kombinierten Formen auf. Bei vorhandenem Chromit wachsen die Magnetitblasten um die Chromitkörner.

#### “Metapseudohornstein”

Dabei handelt es sich um einen Quarzitfels an der Basis des Laterits des Vorkommens 4β. Seine mineralogische Zusammensetzung variiert von nahezu reinem Hämatit — Quarzit über Aktinolith — Quarzit bis zu Riebeckit — Quarzit, manchmal auch mit Beimengungen von Magnetit und Talk. Chromit kommt immer in einzelnen Körnern vor. Das Gestein zeigt ein granoblastisches, feinkörniges Quarzgefüge, sowie ein nematoblastisches Aktinolith - Riebeckit - Gefüge (Abb. 6).



Abb. 5: Stilpnomelan mit seiner (001) radialstrahlig gewachsen. Dünnschliff // Nicols,  $\times 250$ .



Abb. 6: Metapseudohornstein“ (Quarzit) mit feinkörnigem granoblastischem Quarzgefüge und Riebeckitnematoblasten. Dünnschliff // Nicols,  $\times 100$ .

Obwohl durch die metamorphe Rekristallisation des Quarzes und die Mineralneubildung das Primärgefüge des Gesteins zerstört wurde, lassen sich durch genauere mikroskopische Beobachtung Reliktgefüge feststellen und daraus Schlüsse über die Entstehung dieses Gesteins ziehen. Diese Reliktformen wurden von dem äußerst feinkristallinen Hämatit abgebildet. Aus der Abb. 7 ist die Maschenstruktur eines ehemals serpentinisierten Peridotit zu ersehen. Auch die ehemalige Spaltbarkeit



von Pyroxenen wurde häufig beobachtet. Diese Reliktformen lassen sich nur mit // Nicols erkennen, da bei gekreuzten Nicols das granoblastische Gefüge des Quarzits zum Vorschein kommt.

Bei dieser Gesteinsart handelt es sich um verkieselte ehemalige Serpentine. Die im Quarzit vorhandenen Chromitkörner (Form, Menge und Verteilung im Gestein) sprechen ebenfalls dafür, daß dieser aus Ultramafit entstanden sein muß.

Solche quarzitisches Gesteine treten auch bei den nichtmetamorphen Lateriten Zentralgriechenlands und Euböas auf. Sie kommen auch an der Basis der Lateritkörper vor.

#### Laterit:

Der Hauptlaterit 4β und das geringmächtigere Vorkommen 4γ unterscheiden sich, obwohl nicht mehr als 300 m voneinander entfernt, sowohl in ihrer Mineralzusammensetzung als auch im Gefüge.

Im Vorkommen 4γ tritt weder Quarz noch Hämatit auf. Sein postdeformatives Mineralgefüge zeichnet sich durch Magnetitblastese mit oder ohne Chromitkerne in einer feinkristallinen Masse, hauptsächlich bestehend aus Stilpnomelan, Chlorit, Aktinolith und Riebeckit aus (Abb. 8).

#### Mineralassoziationen:

1. Stilpnomelan + Magnetit + Chromit + Riebeckit + Chlorit + Millerit



Abb. 7: Reliktgefüge von ehemaligem Serpentin im Quarzit. Die Maschenstruktur wird durch den feinkristallinen Hämatit abgebildet. R = Riebeckit, Cr = Chromit, Q = Quarz, H = Hämatit. Dünnschliff // Nicols,  $\times 100$ .



Abb. 8: Magnetitblasten, meist mit Chromitkern (halbdurchsichtiger Kern im Magnetit) in einer feinkristallinen phyllosilikatischen Masse. Dünnschliff // Nicols,  $\times 100$ .

2. Magnetit + Stilpnomelan + Chromit + Chlorit + Millerit
3. Stilpnomelan + Riebeckit + Aktinolith + Magnetit + Chromit + Millerit
4. Magnetit + Talk + Stilpnomelan + Chromit + Chlorit

Seine chemische Zusammensetzung wird durch zwei Analysen (7a und 8a) in der Tabelle I angegeben.

Im Lateritkörper 4 $\beta$  kommen zusätzlich zu den für 4 $\gamma$  erwähnten Mineralen, und zwar in beträchtlichen Mengen, noch Quarz und Hämatit vor.

Montmorillonit tritt ebenfalls als silikatische Hauptkomponente auf. Die in Tabelle I als 1 la angegebene chemische Analyse entspricht einem im Lateritkörper 4 $\beta$  auftretenden Riebeckitschiefer, bestehend aus Riebeckit + Montmorillonit + Magnetit + Chromit + Hämatit.

In 4 $\beta$  wie in 4 $\gamma$  sind in Dünnschliffen die Konturen von ehemals klastischen Körnern aus verwittertem Serpentin zu erkennen (Abb. 8).

Quarz tritt in 4 $\beta$  hauptsächlich als quarzitisches Stückchen — manche davon vergleichbar mit dem "Pseudohornstein" der Basis — aber auch als einzelne Quarzkörner auf. Das Vorhandensein von klastischem Material in beiden Lateritvorkommen deutet darauf hin, daß es sich hier um allochthone oder zumindest paraautochthone Lateritkörper handelt.

Die folgende detaillierte Beschreibung der opaken Minerale gilt sowohl für 4 $\beta$  als auch für 4 $\gamma$ :

**Chromit** ist eindeutig klastisches Material. Die Chromitkörner bilden normalerweise den Kern der Magnetitblasten. Sie kommen in verschiedenen Kornformen vor, meist kantig und weisen nicht selten kristallflächige Begrenzungen auf. Aus diesen Kornformen schließt man, daß sie nicht weit transportiert worden sein können.

Die Chromitkörner stellen in den meisten Fällen Wachstumskeime der Magnetitblasten dar. Magnetit wächst in der gleichen Orientierung um die Chromitkerne, was auf Grund der Isomorphie beider Minerale folgerichtig ist. Dies kommt sehr deutlich bei den idiomorphen Chromitkernen zum Ausdruck, wie aus der Abb. 9 ersichtlich ist. Chromitkern und Magnetitrand weisen dieselbe kristallflächige Begrenzung auf.

Viele Chromitkristalle zeigen eine fleckige Entfärbung, welche als Zeichen einer beginnenden Zersetzung betrachtet werden kann. Abb. 10 zeigt einen fleckig, leicht zersetzten Chromit, welcher randlich von Magnetit verdrängt wird. Chromitreste im Magnetit sind noch deutlich sichtbar. Abb. 11 zeigt die Verdrängung eines Chromits durch einen Magnetitoktaeder. Bei dieser Verdrängung, welche bis ins Korninnere reicht, kommen die Konturen mancher Oktaederflächen des Chromits — allerdings sehr schwach — zum Ausdruck. Daß diese Flächen nicht die primären Begrenzungen des Chromits waren, zeigen die unverdauten Chromitreste im Magnetit.

**Magnetit** stellt eine Hauptkomponente des Laterits dar und tritt hauptsächlich in Form von Idioblasten, sowohl in einfachen Kristallformen (Oktaeder) als auch in kombinierten Formen auf. Dies läßt sich sehr deutlich in den Abbildungen 8, 9, 10 und 11 erkennen. Sein Zusammenhang mit Chromit wurde bereits beschrieben.





Abb. 9: Magnetitidioblast wächst um den Chromitkern und weist dieselbe kristallflächige Begrenzung (Oktaeder) auf. Anschliff // Nicols.  $\times 250$ .

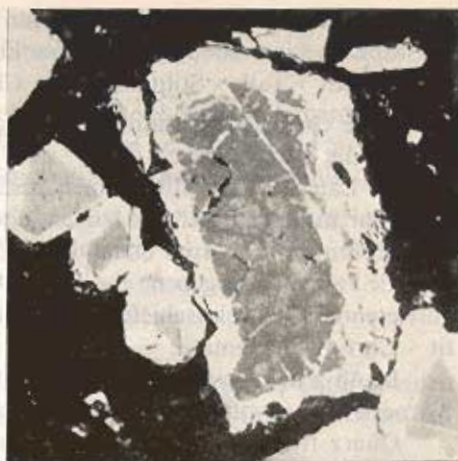


Abb. 10: Fleckig zersetzter Chromit wird von Magnetit verdrängt. Chromitreste im Magnetit sind noch deutlich sichtbar. Anschl. // Nicols.  $\times 250$ .



Abb. 11: Verdrängung eines Chromits von Magnetitidioblasten. Erklärung im Text. Anschl. // Nic.  $\times 250$ .



Abb. 12: Tropfenförmige Milleriteinschlüsse im Magnetit. Anschl. // Nic.  $\times 250$ .

Verschiedentlich — jedoch ausschließlich in der Magnetitmasse — treten sulfidische tropfenförmige Einschlüsse auf, welche mikroskopisch als Millerit identifiziert wurden. Magnetit wird manchmal von orientiertem feinlamelliertem Maghemit durchzogen.

Hämatit kommt ebenfalls als Hauptkomponente in 4 $\beta$  vor.

Millerit ist nur in Form von tropfenförmigen Einschlüssen in der Magnetitmasse

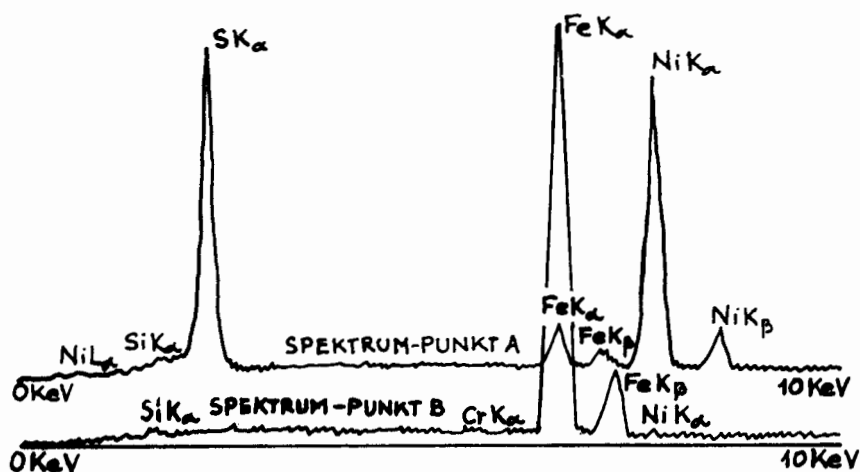


Abb. 13: Röntgenspektren der auf Abb. 12 eingezeichneten Punkte A und B.

festgestellt worden und stellt genauso wie der Magnetit eine metamorph gebildete Phase dar. Beide Minerale fehlen in den nichtmetamorphen Lateriten Zentralgriechenlands und Euböas (die klastischen Magnetitkörner werden hier nicht in Betracht gezogen).

Somit zeigt sich, daß in den metamorphisierten Lateriten des untersuchten Gebietes Nickel zusätzlich zu den silikatischen Phasen auch an eine sulfidische Phase gebunden auftritt.

Der Milleriteinschluß im Magnetit der Abb. 12 wurde mit Hilfe eines am Elektronenrastermikroskop angeschlossenen Spektrometers untersucht und analysiert. Die Diagramme der Abb. 13 zeigen die Röntgenspektren für die Punkte A und B. Punkt A entspricht dem Millerit, B dem Magnetit. Die Hauptelemente von A sind Nickel und Schwefel, dazu etwas Eisen. Von B hauptsächlich Eisen. Die Abbildungen 14 a, 14 b und 14 c zeigen Linienscannings von FeK $\alpha$ , NiK $\alpha$  und SK $\alpha$  der Linie, welche den Magnetit und seinen Milleriteinschluß durchzieht.

**Pyrit** kommt selten vor. Die meisten Pyritkristalle sind zur Gänze oder zum überwiegenden Teil in Limonit umgewandelt.

### Lateritvorkommen von Vryta

Das Lateritvorkommen 6 liegt ca. 2 km SE des Dortes Vryta. Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse sind der Abb. 15 zu entnehmen. Der Laterit liegt über Serpentin. Im letzteren ist eine sehr dünne, ca. 30 cm dicke Schicht aus Tonschiefer tektonisch eingekeilt. Der über dieser Schicht liegende Serpentin ist durch die Tektonik zertrümmert und geht in eine ca. 15 cm dicke Schicht aus Talkschiefer über. Darauf folgt ca. 5 cm mächtiger Quarzit ("Metapseudohornstein") und darauf der eigentliche Laterit — bis zu 1,5 m Mächtigkeit. Er wird von grobklastischen Metapsamiten und feinplattigen Kalken überlagert.

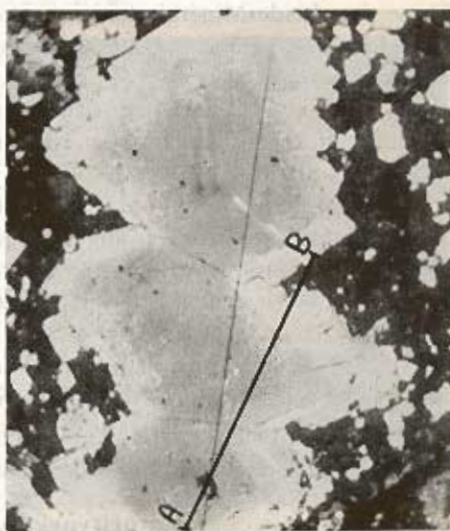
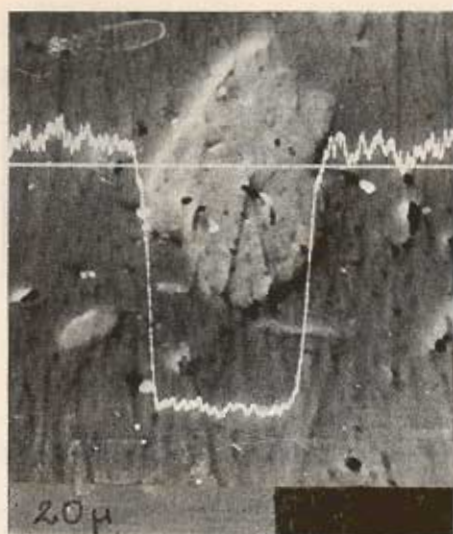


Abb. 14: Linienseannings quer durch den Milleriteinschluß im Magnetit: 14a von FeKa, 14b von NiKa, 14c von SKa.

Abb. 16: Chromit wird von Magnetit mirmekitartig verdrängt (Erklärung im Text). Zahlreiche Magnetitidioblasten. Anschl. // Nic.  $\times 250$ .

### Die Gesteine und ihre Minerlassotiationen

#### Serpentinit:

Der hier auftretende Serpentinit ist Chrysotil — Lizarditserpentinit ohne

Antigoritblastese im Gestein. Antigorit tritt jedoch als Klufantigorit auch in Association mit Chrysotil sowie Chrysotil und Talk auf. Er ist hier sehr feinblättrig.

Mineralassotiationen:

1. Lizardit + Chrysotil + Klufantigorit + Magnetit + Chromit
2. Lizardit + Chrysotil + Talk + Klufantigorit + Magnetit

Der über dem Serpentinit liegende *Talkschiefer* wird durch die parallel zur Schieferung orientierten Talkblättchen und die postdeformativen Magnetitporphyroblasten gekennzeichnet.

Mineralassotiation: Talk + Magnetit + Chromit

“Metapseudohornstein”:

er besteht hauptsächlich aus kleinen, granoblatischen Quazkristallen und feinen Hämatitblättchen. Auch feine Aktinolithnadeln treten sporadisch auf.

Laterit:

Der eigentliche Laterit wird durch Magnetitblastese gekennzeichnet. Hämatit kommt hier hauptsächlich als Martitisierungsprodukt vor. Die Magnetitblasten wachsen, genau wie im vorherigen Kapitel beschrieben wurde, um Chromitkörner oder in Form von selbständigen idiomorphen Kristallen. In der Abb. 16 wird Chromit von Magnetit mirmekitartig verdrängt. Zwischen Chromit und Magnetit liegt eine Zone von eisenreichem Chromspinell, welcher an manchen Stellen ebenfalls von Magnetit mirmekitartig verdrängt wird. In den Elementverteilungsbildern für Chrom und Eisen (Abb 17 a, b) kommt diese Zwischenzone nur sehr

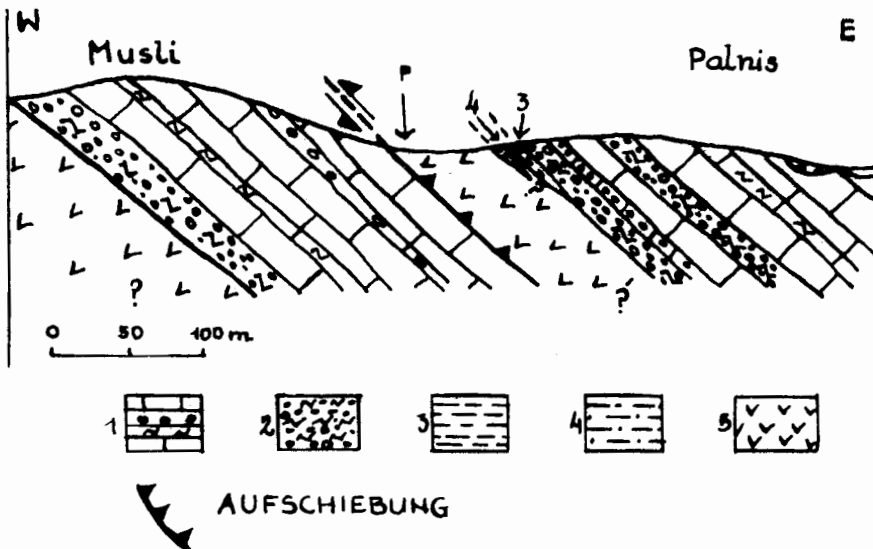


Abb. 15: Profil quer durch das Lateritvorkommen. 1: psammitische und plattige Kalke mit *Clobotruncana* — Santon bis oberes Kampan. 2: Transgressionskonglomerat 3: Ni - Fe - Laterit 4: Tonschiefer 5: Serpentinit. (Entnommen: Katsavos, Mposkos, 1974).

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.



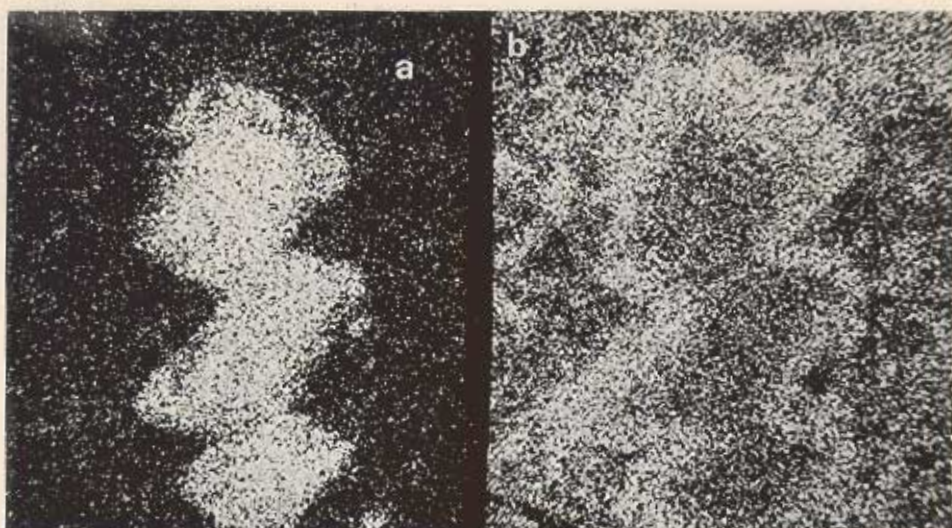


Abb. 17: Elementverteilungsbilder von a CrKa b FeKa, der Abb. 16.



Abb. 18: Linienscannings entlang der Linie AB der Abb. 16 von: a CrKa, b FeKa.

schwach zum Ausdruck. Wenn jedoch die Linienscannings von Eisen und Chrom (Abb 18 a, b) der auf Abb. 16 gezogenen Linie AB miteinander verglichen werden, tritt diese eisenreiche Chromitzone deutlich hervor. Der Chromgehalt ist eindeutig geringer als der im Chromit zu beiden Seiten dieser Zwischenzone. Der Eisengehalt ist dagegen wesentlich höher als im Chromit, erreicht aber nicht den des Magnetits (Randzone). Derartige Zwischenzonen bzw. eisenreiche Chromitrandzonen wurden lediglich in diesem Laterit beobachtet. Die mirmekitartige Verdrängung von Magnetit greift in beide Chromitzone ein, was beweist, daß die Verdrängung jünger als die Zwischenzone ist. Diese Zwischenzone ist nicht metamorph gebildet, sondern gehört einer primären eisenreichen Randzone des Chromits an.

Als sekundäre Oxydationsprodukte des Magnetits kommen sowohl Maghemit als auch Hämatit vor. Eine orientierte Martitisierung kommt hier besonders stark zum Ausdruck, was sich sehr gut mit halb gekreuzten Nicols beobachten läßt. Daraus folgt, daß auf Grund der verschiedenen Anisotropiefarbe der orientierten Hämatitleisten der Hämatit mit seiner (0001) Fläche // zur (111) des ehemaligen Magnetits orientiert ist (Abb. 19).

Millerit oder andere sulfidische metamorph gebildete Phasen wurden in diesem Laterit nicht beobachtet. Quarz wurde ebenso nicht festgestellt, wogegen Chlorit die Hauptsilikatphase darstellt.

## **Metamorphe Bildungsbedingungen**

Aus den untersuchten Gesteinsarten und ihren Mineralassoziationen ergibt sich, daß diese Gesteine einer niedriggradigen Metamorphose unterworfen sind. Vergleicht man die Mineralassoziationen beider Vorkommen, so stellt sich heraus, daß im Serpentin von 4β und 4γ Gesteinsantigorit auftritt, nicht aber in dem von Nr. 6. Im Laterit von Flamuria kommen Riebeckit und Stilpnomelan häufig vor, während diese Minerale im Laterit von Vryta nicht festgestellt worden sind. Auch Millerit tritt im Vryta – Laterit nicht auf.

Im Vorkommen 4β wurde im Talkschiefer die Paragenese Talk + Quarz + Riebeckit festgestellt. Da Quarz von Talk korodiert wird (Abb. 20), läßt sich annehmen, daß die Paragenese Talk + Quarz aus der Reaktion Serpentin + Quarz = Talk + Wasser entstanden ist. Der Ablauf dieser Reaktion wurde von Johannes (1969) untersucht. Die Phasengrenze wird in Abb. 21 durch die Kurve 7 dargestellt. Daraus folgt, daß die Metamorphose in Flamuria diese Grenze überschritten hat. Die oberste Temperaturgrenze kann auf Grund der vorkommenden Mineralassoziationen nicht genau bestimmt werden. Stilpnomelan zeigt einen relativ weiten Temperaturbereich auf, welcher von der Prehnit — Pumpellyit — Chlorit — Zone (Frey, 1973) bis zur niederen Grünschieferfazies reicht.

Riebeckit kann unter noch niedrigeren P.T. Bedingungen, sogar in nicht metamorphosierten glaukonitischen Gesteinen (Frey, 1973) vorkommen.

Auch die verschiedenen Serpentinminerale — obwohl sie wichtige Informationen über den zeitlichen Ablauf der Metamorphose geben — eignen sich nicht für



Abb. 19: Orientierte Martitlamellen in ehemaligem Magnetit. (001) Fläche des Hämatits // (111) des ehem. Magnetits. Anschl. halbgekreuzte Nicols.  $\times 250$ .



Abb. 20: Quarzkörner werden von Talk korrodiert. Talkschiefer, Dünnschliff + Nicols.  $\times 250$ .

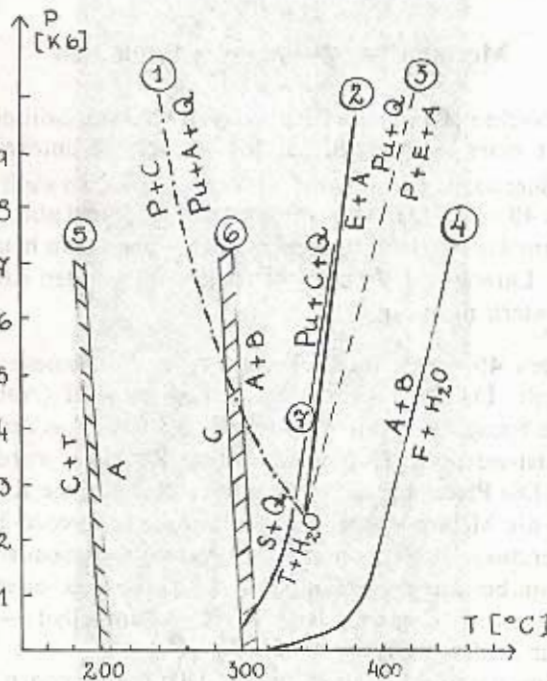


Abb. 21: Einige Phasenbeziehungen im Bereich der "very low grade" bis "low grade" Metamorphose. Die Gleichgewichtskurven sind aus der Literatur entnommen worden. (Siehe Text).

eine engere Begrenzung der während der Metamorphose herrschenden P.T. Bedingungen.

Aus der Untersuchung der metamorphen Paragenesen in Serpentiniten von Oberhalbstein (Schweizer Alpen) haben Dietrich und Peterss (1971) festgestellt, daß das Auftreten von Antigorit (Kluftantigorit) mit Talk aber ohne Brucit mit dem Übergang der Prehnit — Pumpellyitzone zur reinen Pumpellyitzone zusammenfällt. Im südlichen Oberhalbstein fällt die Reaktion Chrysotil — Antigorit + Brucit mit dem Beginn der Grünschieferfazies und dem gleichzeitigen Verschwinden des Pumpellyits zusammen. Die Serpentinite sind reine Antigoritserpentinite und brucitführende Antigorit — Serpentinite. Nach Boquet (1974) (siehe Evans B. u.a., 1976) "fällt in den Westalpen die Verteilung des gesteinsbildenden Antigorits oft mit Brucit aber ohne Forsterit mit derjenigen des Lawsonits zusammen. Dies verlangt ein Stabilitätsfeld für Antigorit + Brucit von mindestens 350°C."

Die in der Abb. 21 eingetragene, experimentell bestimmte Kurve (4) Antigorit + Brucit = Forsterit + H<sub>2</sub>O (Johannes, 1968) und die geschätzten Kurven (5) Chrysotil + Talk = Antigorit und (6) Chrysotil = Antigorit + Brucit sind aus der Arbeit von Evans u.a. (1979) entnommen worden.

Im Serpentinitt des Vorkommens Nr. 6 tritt Antigorit nur als Kluftantigorit auch gemeinsam mit Talk auf, während er im 4β und 4γ nicht nur als Kluft —, sondern auch als Gesteinsmineral vorkommt (Abb 3).

Nicht selten wurde die Paragenese Lizardit (Chrysotil) + Talk + Antigorit im Gestein festgestellt, wobei Antigorit nach dem Talk gebildet wird. Dadurch kann in einigen Fällen die Reaktion Lizardit (Chrysotil) + Talk = Antigorit angenommen werden — was jedoch nicht als allgemein geltend betrachtet werden darf, da häufig Lizardit ohne Talk mit Antigorit zusammen auftritt, wobei letzterer aus dem ersten entstanden ist. Brucit ist weder im Vorkommen Nr. 6 noch im 4β und 4γ festgestellt worden.

Zur Untersuchung der metamorphen Bedingungen der "very low grade" Metamorphose eignen sich hauptsächlich basische Gesteine. Im untersuchten Bereich des Laterits 6 wurden kürzlich sphäroidale gabbroide Xenolithen im Metadiabas gefunden (Mposkos, in Bearbeitung). Sowohl die Metadiabase wie auch der randliche Bereich der Xenolithe sind völlig in Pumpellyit + Chlorit + Quarz umgewandelt. Die Fundstelle ist auf Abb. 15 als P eingetragen. An der selben Stelle tritt auch die Paragenese Pumpellyit + Aktinolith + Chlorit + Quarz auf. Durch diese neugefundenen Paragenesen fallen auch die metamorphen Bedingungen der Ultrabasiten und des Laterits dieses Gebietes in die Pumpellyitzone.

Im Bereich Flamuria liegen — ca. 1 km vom untersuchten Laterit entfernt — weitverbreitet Metadiabase über Serpentiniten. In zahlreichen Probeuntersuchungen wurde eindeutig eine Neubildung von Albit, Aktinolith, Chlorit, Klinozoisit, Epidot u. d. Quarz festgestellt. Pumpellyit, Alkali amphibolen oder Lawsonit sind nicht gefunden worden. In manchen Mikrogabbros wurde eine Phengitisierung, aber keine Pumpellyitisierung festgestellt. Die vorerwähnte Mineralassoziation weist darauf hin, daß der "low grade" der Metamorphose im Bereich von Flamuria erreicht worden sein mußte.



In nur einer Probe zeigte sich Prehnit als Hauptmineral in Assoziation mit Albit, Aktinolith, Klinozoisit und sekundärem Chlorit. Im Diagramm der Abb. 21 sind die Gleichgewichtskurven (1) Prehnit + Chlorit = Pumpellyit + Aktinolith + Quarz, (2) Pumpellyit + Chlorit + Quarz = Klinozoisit (Epidot) + Aktinolith und (3) Pumpellyit + Quarz = Prehnit + Klinozoisit (Epidot) + Aktinolith der Arbeit von Nitsch (1971) entnommen worden.

Im Vorkommen Nr. 6 tritt, wie bereits erwähnt, Kluftantigorit (auch gemeinsam mit Talk) auf. Somit liegen die P.T. Bedingungen für Vryta auf der Abb. 21 rechts von der Gleichgewichtslinie 5. Aus den Paragenesen Pumpellyit + Chlorit + Quarz, Pumpellyit + Aktinolith + Chlorit + Quarz ergibt sich, daß die Metamorphose in der Pumpellyitzone liegt, d.h. zwischen den Gleichgewichtskurven (1) und (2). Somit decken sich die Beobachtungen von Dietrich und Peters bezüglich der Kluftantigoritbildung in den Serpentiniten von Oberhalbstein (Schweiz) mit denen, die in Vorkommen Nr. 6 dieser Arbeit gemacht worden sind. Für die Vorkommen 4β und 4γ liegen die metamorphen Bedingungen durch das Auftreten von Talk + Quarz rechts von der Gleichgewichtskurve (7). Die Mineralassoziation der Metadiabase in Flamuria weist darauf hin, daß die P.T. Bedingungen sogar rechts von der Kurve (2) liegen und — wenn die Mineralassoziation Prehnit + Klinozoisit + Aktinolith + Albit, die allerdings nur in einer Probe gefunden wurde, berücksichtigt wird — auch die von Nitsch (1971) geschätzte Kurve (3) überschritten haben. Im Serpentinitt tritt, wie erwähnt, sowohl Kluftantigorit als auch Gesteinsantigorit mit Chrysotil, sowie mit Chrysotil und Talk zusammen auf, — jedoch kein Brucit. Dies bedeutet, daß in den Serpentiniten von Flamuria die metamorphen Bedingungen links von der Gleichgewichtslinie (6) liegen müssen. Diese Annahme liegt jedoch nicht in Übereinstimmung mit den P.T. Bedingungen, welche sich durch die Mineralassoziationen in den Metadiabasen und im Laterit von Flamuria ergeben. Für Flamuria muß somit die Gleichgewichtslinie (6) wahrscheinlich um mehr als 50° C nach rechts verschoben werden.

In der Einleitung dieser Arbeit wurde diese Metamorphose wie erwähnt von Mercier auf 60 M.J. datiert (Kali - Argon - Muskovitalter). Mercier hat sie hauptsächlich durch das Auftreten von Stilpnomelan und Pyrophyllit in die unterste Grünschieferfazies eingegliedert. Diese Minerale kommen jedoch, wie bereits bekannt, auch im "very low grade" Metamorphismus vor, welcher durch das Vorkommen von Pumpellyit (und Prehnit) im untersuchten Bereich bestätigt wird.

#### LITERATUR

- DIETRICH, V. und PETERS, T. 1971: Regionale Verteilung der Mg - Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins S.M.P.M. 51 329-348.
- EVANS, B. JOHANNES, W. OTERDOOM, H. and TROMMSDORFF, V. 1976: Stability of Chrysotile and Antigorite in the Serpentine Multisystem. S.M.P.M. 56 79-93.
- FREY, M. 1973: Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contr. Miner. Petrol.* 30 185-218.
- JOHANNES, W. 1970: Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. *N. J. Miner. Abhand.* B 113 H 3274-325.

- JOHANNES, W. 1968: Experimental investigation of the reaction forsterit +  $H_2O = \text{serpentine} + \text{brucite}$ . *Contr. Mineral. Petrol.* 19, 309-315.
- ΚΑΤΣΑΒΟΣ, Α., ΜΠΟΣΚΟΣ, Ε. 1974: "Εκθεσεις επί των σιδηρονικελιούχων κοιτασμάτων του Νομού Πέλλης. *Ε.Θ.Ι.Γ.Μ.Ε.*
- LIU, J.G. 1971: P.T. stabilities of Laumontite, Wairakite, Lawsonite and related minerals in the system  $CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2 - H_2O$ . *Jour. Petrol. Vol.* 12 379-411.
- LIU, G.J. 1971: Synthesis and stability relations of Prehnite *Amer. Miner. V.* 56 507-531.
- MERCIER, J. 1973: These Etude Geologique des Zones Internes des Hellenides en Macedonie Centrale (Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.* p. 1-792, Athens.
- NIGGLI, E. BRUECKNER, W. JAEGER, E.: Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali — Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs. *Eclogae Geol. Helv.* 49 469-480.
- NITSCH, K.H. 1971: Stabilitätsbeziehungen von prehnit — und pumpellyithaltigen Paragenesen. *Contr. Miner. Petrol.* Vol. 30 Nr. 3 240-260.
- ROST, F. STETTNER, G. 1969: Über Stilpnomelan in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse. *Contr. Miner. Petrol.* 24 66-75.
- TROMMSDORFF, V. EVANS, B. 1974: Alpine metamorphism of peridotite rocks. *S.M.P.M.* 54 333-352.
- WINKLER, H. 1976: Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag New York, Heidelberg, Berlin.*

Anschrift des Verfassers: Dr. E. Mposkos, Department of Mineralogy - Petrography - Geology, Nat. Techn. University, 42, October 28 th St., Athens - Greece.

#### Πα ρα τ η ρ ή σ ε ι ς — Έ ρ ω τ ή σ ε ι ς τ η ς Μ α ρ ί α ς Ι. Ο ί κ ο ν ό μ ο υ

1. Έξετάσατε την χημική σύσταση των χρωμιτικών πυρήνων στο: α) μετάλλευμα, β) στον ταλκικό σχιστόλιθο και γ) στους διάσπαρτους χρωμικούς κόκκους στον σερπαντινίτη.
2. Μεταξύ μεταλλεύματος σερπαντινίτου ή ταλκικού σχιστολίθου υπάρχει πάντοτε χαλαζίτης;
- 3) Ποιά ή γνώμη σας διά την προέλευση του μαγνητίτου εκ βαθμιαίας μετατροπής του χρωμίτου εις σιδηροχρωμίτην και τελικώς εις μαγνητίτη;

#### Ά π α ν τ ή σ ε ι ς

1: Δέν εξέτασα την χημική σύσταση των χρωμιτικών πυρήνων. Έπειδή ό χρωμίτης είναι στους λατερίτες κυρίως κλαστικό ύλικό, μπορεί νά υπάρχουν άκόμα και στο ίδιο δείγμα χρωμίτες μέ διαφορετική χημική σύσταση. Άλλωστε αυτό φαίνεται και στην στιλπνή τομή από την διαφορετική ανακλαστικότητα πού παρουσιάζουν διάφοροι κόκκοι χρωμίτη.

2: Στην εμφάνιση 4β της περιοχής Φλαμουριάς και στην εμφάνιση 6 της περιοχής Βρυτών υπάρχει μεταξύ λατερίτη και σερπεντινίτη ή ταλκικού σχιστολίθου χαλαζίτης.

Στην εμφάνιση 4γ της περιοχής Φλαμουριάς δέν υπάρχει μεταξύ λατερίτη και σερπεντινίτη χαλαζίτης. Έδω ό σερπεντινίτης μεταβαίνει σταδιακά σέ ταλκικό σχιστόλιθο, ταλκικό άκτινολιθικό σχιστόλιθο και στή συνέχεια άκολουθει ό λατερίτης.

3: Ό βλαστικός μαγνητίτης στους λατερίτες σχηματίστηκε κατά την μεταμόρφωση κυρίως από τά όξειδια ή ύδροξειδια του σιδήρου ύπό την επίδραση άναγωγικών παραγόντων. Οί κόκκοι των χρωμιτών άποτελεσαν άπλως τούς πυρήνες γύρω από τούς όποιους βλάστησαν οί μαγνητίτες, χωρίς οί ίδιοι νά ύποστούν οξιδώδεις άλλοιώσεις. Οί άντικαταστάσεις των χρωμιτικών πυρήνων από τόν μαγνητίτη, πού παρουσίασα στις εικόνες 10 και 11 δέν άποτελούν τόν κανόνα, άλλα παρουσιάζονται σέ περιορισμένη κλίμακα.



“Όσον αφορά την προέλευση του μαγνητίτη στους λατερίτες από την βαθμιαία μετατροπή του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη και τελικά σε μαγνητίτη την θεωρώ μάλλον άπιθανη (αυτό δεν σημαίνει πως αποκλείω μεμονωμένες περιπτώσεις) διότι:

- α) Θα έπρεπε μεταξύ χρωμιτικών πυρήνων και μαγνητίτη να παρεμβάλλονταν ενδιάμεσες ζώνες σιδηροχρωμίτη, γεγονός που δεν παρατηρείται.
- β) Εκτός από τους βλαστικούς μαγνητίτες με πυρήνα χρωμίτη συμμετέχουν εξ' ίσου στο πέτρωμα και βλάστες μαγνητίτη χωρίς χρωμιτικό πυρήνα.
- γ) Στην περιοχή Πλατάνης, περίπου 3 χιλιόμετρα ανατολικά των εμφανίσεων 4β και 4γ, μετατράπηκαν κατά την μεταμόρφωση αιματιτικοί πισσόλιθοι σε μαγνητίτη, γεγονός που αποκλείει την προέλευση του μαγνητίτη από χρωμίτη.
- δ) Από τις χημικές αναλύσεις των λατεριτικών δειγμάτων 7α, 8α και 11α της περιοχής Φλαμουριάς προκύπτει μικρή περιεκτικότητα σε  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  σε σχέση με εκείνη του  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  ή του  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (μαγνητίτης) και επομένως τίθεται τό ερώτημα που πήγε τό χρώμιο σε περίπτωση προελεύσεως του μαγνητίτη από τον χρωμίτη.

Η περίπτωση της εικόνας 16, όπου μεταξύ χρωμίτη και μαγνητίτη παρεμβάλλεται μία ζώνη σιδηροχρωμίτη παρατηρήθηκε μόνο στην εμφάνιση 6 της περιοχής Βρυτών. Η μυρμηκτική αντικατάσταση του χρωμιτικού πυρήνα και της ζώνης του σιδηροχρωμίτη από τον μαγνητίτη μαρτυρεί ότι ο τελευταίος είναι ο νεότερος σχηματισμός. Αυτό όμως δεν σημαίνει ότι και η ζώνη του σιδηροχρωμίτη σχηματίστηκε κατά τή φάση της μεταμορφώσεως. Θα μπορούσε κάλλιστα να προϋπήρχε αυτής.

E. ΜΠΟΣΚΟΣ