

ΕΚΤΑΚΤΟΣ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΤΗΣ 25ΗΣ ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ 1988

ΠΡΟΕΔΡΙΑ ΓΕΩΡΓΙΟΥ ΜΕΡΙΚΑ

---

ΓΕΩΛΟΓΙΑ. — **Geologisch - Petrologische Untersuchung und Strati-graphische Anordnung des Monopigadon - Granodiorits bei der Grenze der Kreise Thessaloniki - Chalkidiki/N. Griechenland, von Eleftherios Chatzidimitriadis\***, διὰ τοῦ Ἀκαδημαϊκοῦ κ. Λουκᾶ Μουσοῦλου.

#### KURZFASSUNG

Im Bereich von Monopigadon bei Thessaloniki wurde ein chemisch saurerer Plutonitkörper untersucht, der als Granodiorit bestimmt wurde. Man stellte fest, dass der Granodiorit einer tektonischen Kontrolle unterliege. Die Abwesenheit einer Transgression auf dem Granodiorit einerseits und die Feststellung von Kontaktphänomenen andererseits, die mit der Einwirkung des Plutonits auf die oberjurassischen bis unterkredazischen Sedimente des engeren Bereiches zusammenhängen, zeigen ohne weiteres, dass das Alter des Granodiorits jünger ist, als das der unterkredazischen Sedimente. Durch Vergleichsmöglichkeiten mit der Geologie und Tektonik der weiteren Umgebung wurde für die Granodioritintrusion und die regionale Metamorphose der Gesteine des untersuchten Bereiches ein tertiäres Alter vermutet.

#### EINLEITUNG

Der Monopigadon-Granodiorit an der Grenze Thessaloniki-Chalkidiki wurde von neuem deswegen untersucht, weil von den bisher Beobachtungen

---

\* Ε. Α. ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ, Γεωλογική, Πετρολογική και Τεκτονική μελέτη τοῦ γρανοδιωρίτη τοῦ Μονοπήγαδου, ποῦ ἐντοπίζεται στὰ γεωγραφικὰ ὄρια τῶν Νομῶν Θεσσαλονίκης - Χαλκιδικῆς/Βόρεια Ἑλλάδα.

keine klare Erklärung über die in der Granodioritumgebung festgestellten Phänomene von Kontaktmetamorphose und das Alter derselben formuliert wurde. Bezüglich mit dem Granodioritalter glauben vorangehende Autoren, dass er älter von den oberjurassischen Kalken des Katzikaberges sein muss, mit der Annahme, dass der Kalk transgressiv auf dem Granodiorit liege. Ein Beweis, der dafür spricht, ist nämlich die einzig bei dem Granodiorit durchgeführte radioaktive Altersbestimmung mit der K/Ar Methode, bei der ein Alter von 180 ma herauskam.

In Anbetracht, dass die Phänomene der Kontaktmetamorphose des Granodiorits mit den Kalksteinen seiner näheren Umgebung in enger geochemischer Verbindung stehen, sowie der transgressive Charakter des Katzikalkes auf dem Granodiorit bezweifelt wird, ist man deshalb gezwungen die Beziehung des Granodiorits zu den angrenzenden Gesteinen nochmals zu überprüfen, um das richtige Alter der Granodioritintrusion festzusetzen.

#### POSITION - VORANGEHENDE MEINUNGEN

Der Untersuchungsbereich liegt in einer Entfernung von ca 29 km in SE-Richtung von Thessaloniki, direkt an der geographischen Grenze von Kreisen Thessaloniki-Chalkidiki (Abb. 1).

Ricou (1965) untersuchte den weiteren Bereich von Monopigadon und bezeichnete den sauren Plutonit des Gebietes als Biotit-Hornblende Granit bis Granodiorit. Ricou (1965) beobachtete im selben Bereich rekristallisierte Kalke und typische Hornfelse. Die Hornfelse konnten leider nicht nach dem selben Autor mit den benachbarten Sedimentgesteinen des Granodiorits in Verbindung gebracht werden.

Das Intrusionsalter des Granodiorits wurde radiometrisch mit der K/Ar Methode zu 180 m.a. bestimmt, d, h es fand an der Wende Lias/Dogger statt. In dieser Beziehung ist der Granodiorit älter als der oberjurassische Katzikalk, weil er transgressiv auf dem Granodiorit liege (vgl. Ricou 1965).

Kockel et al. (1977) erwähnen die oben angeführten Daten über dem Monopigadon-Granodiorit wieder und bringen eine chemische Analyse des Gesteins bei.

Schliesslich Kreuzer et al (1982), wie es bei Jacobshagen (1986) erwähnt wurde, rechnen durch radioaktive Altersbestimmung für den Monopigadont Granodiorit ein Alter von 149 ma.

## DIE GEOLOGISCHE SITUATION

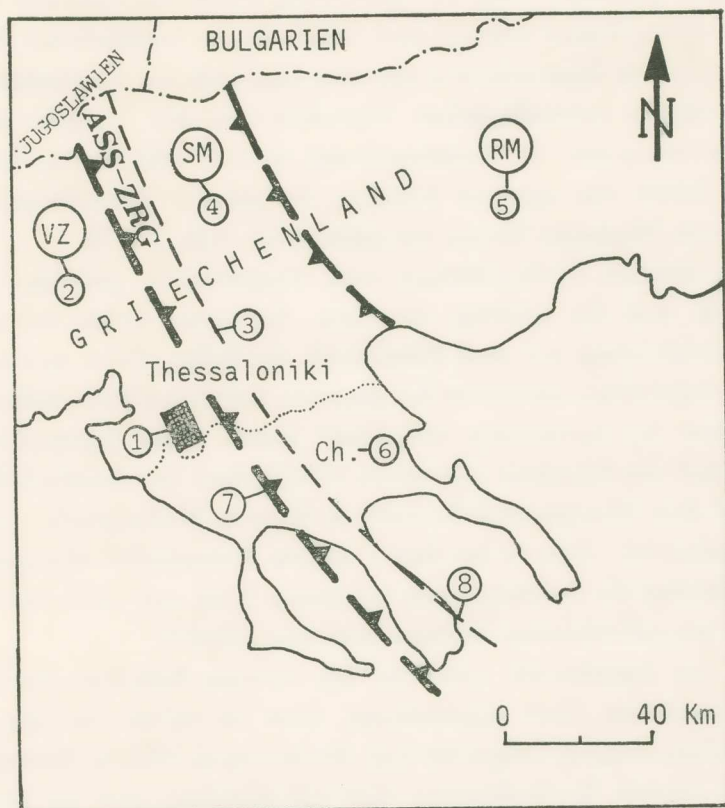
Das Untersuchungsgebiet von Monopigadon gehört geotektonisch der Vardar-Zone an, welche einen Teil der Inneren Helleniden bildet. Die Inneren Helleniden werden von hochmetamorphen Gesteinen, sowie Sedimentgesteinen vom orthogeosynklinalen Charakter ausgemacht, eine Feststellung, die für Gesteine der Äusseren Helleniden nicht gilt.

Nach Mercier (1966/1973) gehört besonders das Untersuchungsgebiet der Sub-Peonia-Zone an. Sie bildet den östlichen Teil der Vardar Zone und besteht aus oberjurassischen Sedimenten. Nach Osten gehen diese Sedimente zu den älteren der Autochthonen Svoula-Serie (Zirkum Phodopen Gürtel) und den hochamorphen Gesteinen des Serbo-Mazedonischen Massivs über (vgl. Chatzidimitriadis et al. 1985, Kauffmann et al. 1976). Die oben angeführte Geotektonische Einteilung wird deutlich verständlich von der tektonischen Karte Abb. 1.

Beobachtungen in der weiteren Umgebung des Arbeitsbereiches zeigen mehr oder weniger, dass der Monopigadon-Granodiorit eine Ausdehnung von 8,5 km in NW-SE Richtung und eine kürzer Weite von 2,5 km in der NE-SW Richtung besitzt. Diese form des Plutonits nach allgemeinen Beobachtungen steht wahrscheinlich mit der prägranodioritisch - tektonischen Deformation des betreffenden Bereiches in Verbindung. Heute sieht man, dass die Kontinuität des Granodioritkörpers in der NW-SE Streichrichtung vom Südrand des Katzikaberges bis zur NW-Fortsetzung des Monopigadonbereiches zerstückelt ist. Diese Ausserung scheint als eine Folge einer post-granodioritischen Bruchtektonik zu sein, denn die Bruchstellen sind mit altquartären Schuttmaterialien gefüllt (vgl. Abb. 2).

Auf dem zerstückelten Granodioritkörper beobachtet man Stellen mit Hornfelslinsen, deren Beziehung zum Plutonit wegen starker Verschüttung nicht leicht feststellbar ist.

In südlichen und nordwestlichen Rändern des Granodioritkörpers betrachtet man dünnplattige, stark rekristallisierte Kalke, die in höheren stratigraphischen Horizonten zu graphitführenden Tonschiefern bis Phylliten mit geringmächtigen Kalkeinlagerungen übergehen. Dieser Übergang bildet vielmehr eine kontinuierliche Sedimentation, ohne eine deutliche Unterbrechung, eine Tatsache, die beim allmählichen Übergang des Kalkes zu den Tonschiefern mit einer deutlichen Zunahme des Tongehaltes im höheren



Geotektonische Skizze des Monopigadongebietes bei Thessaloniki/N. Griechenland. 1) Arbeitsbereich. 2) Vardarzone. 3) Autochthone Svoula-Serie (Zirkum Rhodopen Gürtel). 4) Serbo-Mazedonisches Massiv. 5) Phodopen Massiv. 6) Chalkidiki. 7) Echte geotektonische Grenze. 8) Vermutliche geotektonische Grenze. Abb. 1.

Kalkhorizont geäussert wird. Die genannten Sedimente streichen N-S und fallen mit einem Winkel von  $10^\circ$  nach Osten ein. In nordöstlicher Richtung, ziemlich nahe des Granodiorits beobachtet man noch ein Prasinolithvorkommen mit solchen mineralogischen Veränderungen, die vielmehr mit einer Kontaktmetamorphose in Zusammenhang stehen. Dieser Prasinolith bis Grüngneis bildet eine typische Schuppe, die aus der Autochtonen Svoula-Serie (Zirkum Phodopen Gürtel) abstammt (vgl. Abb. 1 u. 2).

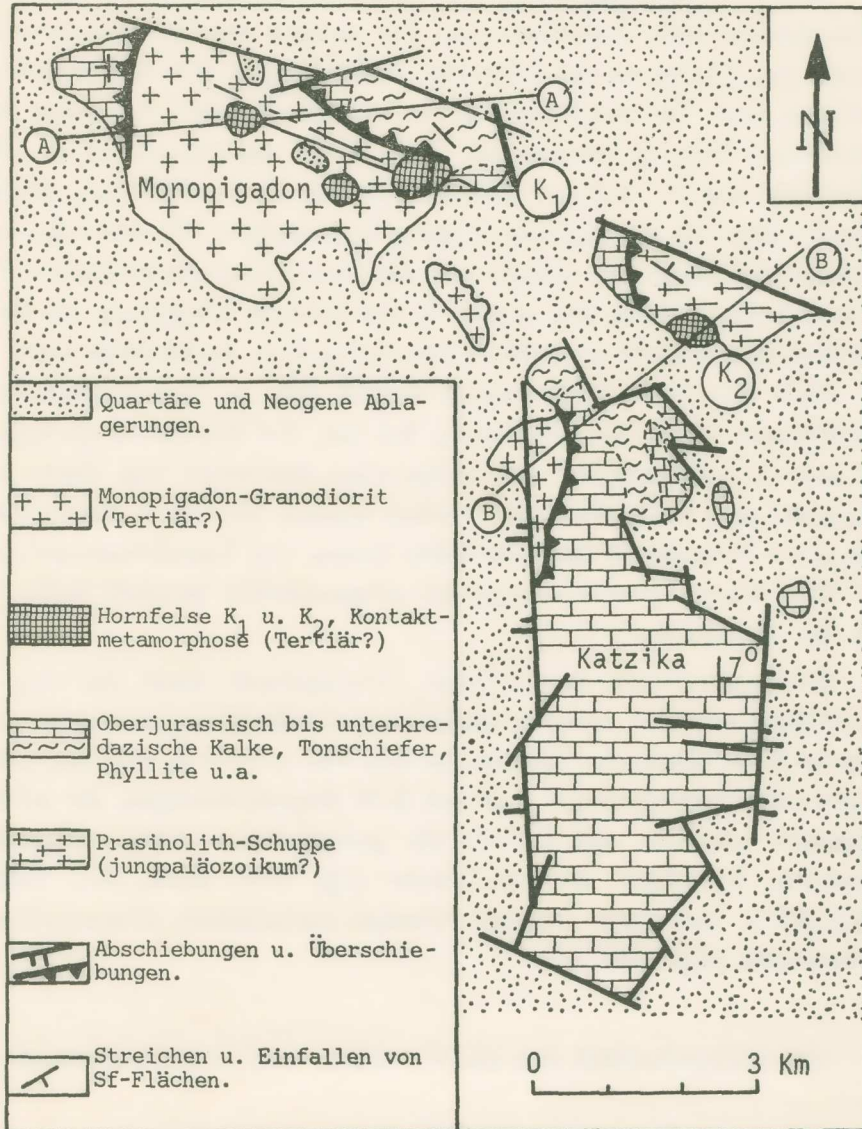
Nach neueren Beobachtungen wird einigermassen deutlich, dass der Katzikakalk und die anderen ähnlichen Sedimente keine überzeugende Transgressionsbildung auf dem Granodiorit darstellen, denn nirgendwo im Untersuchungsbereich ein basales Konglomerat mit Granodioritgeröllen als liegendes Glied des Katzikalkes beobachtet wurde. Diese Feststellung steht natürlich mit der Annahme von Ricou (1965), dass der Katzikakalk transgressiv auf dem Monopigadon-Granodiorit liege, in Widerspruch. Ausserdem ist fast undenkbar, dass es bei einem flachen Meeresboden aus granodioritischem Material die Sedimentation mit einem Kalk und nicht mit Konglomerat aus granodioritischen Geröllen begonnen habe(?)

Für den Katzikakalk wird von den meisten Forschern des Gebietes ein oberjurassisches Alter angenommen, denn im selben Bereiche wurden Korallen (*Cladocoropsis*) festgestellt (vgl. Marinos et al. 1965, Christaras, 1984).

Nach eigenen Beobachtungen wird angenommen, dass die hangenden Gliedern des Katzikalkes, d. h. die graphitischen Tonschiefer bis Phyllite wahrscheinlich der unteren Kreide anzugliedern sind, denn führen sie keine oberjurassische Korallen, und zeigen eine kontinuierliche Sedimentation. Das gleiche Alter für die hangenden Anteile des Katzikalkes nehmen Kockel et al. (1977).

Die heutige Lage dieser Sedimente zum Granodiorit scheint vielmehr tektonisch als stratigraphisch zu sein. Von den Myloniterscheinungen und tektonischen Brekzien längs der Grenzen beider Gesteine ist hier anzunehmen, dass es der Katzikakalk und die anderen hangenden Sedimente auf dem Monopigadon Granodiorit überschoben wurden. Dies hatte zur Folge die Vernichtung der Phänomene aus Kontaktmetamorphose zwischen der Granodiorit-Intrusion und den benachbarten oberjurassischen bis unterkredazischen Sedimenten. Schliesslich sollte man zur Ergänzung der tektonischen Situation im untersuchten Bereich bemerken, dass durch die Granodioritintrusion eine Zerlegung der Sedimente in Schollen mit entsprechenden Ein-

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE KARTE DES  
MONOPIGADON-GRANODIORITS BEI THESSALONIKI  
N. GRIECHELAND



(IGME 1971, Verändert 1987). Abb. 2

fallswinkeln in verschiedenen Richtungen bedingt war. Die oben angeführten Bemerkungen werden von der geologischen Karte der Abb. 2 und dem geologischen Profil der Abb. 3, deutlich ersichtlich.

Geländebeobachtungen und tektonische Messungen, die man im Monopigadonbereich beim Granodiorit und den anderen benachbarten Gesteinen durchführte, führten zu den folgenden Feststellungen: Vor der Granodioritintrusion sind die oberjurassisch bis unterkredazischen Sedimente einer tektonischen Prägung unterzogen, deren Alter nach Kockel et al. (1977) mittelkredazisch ist, während Chatzidimitriadis et al. (1985) ein oberkredazisches Alter für den gleichen Vorgang voraussetzen. Die letzte Annahme verbindet sich mehr oder weniger mit der Feststellung von geöffneten, NW-SE streichenden Falten, die sowohl in der weiteren Umgebung des Serbo-Mazedonischen Massivs als auch in Sub-Peonia-Zone beobachtbar sind.

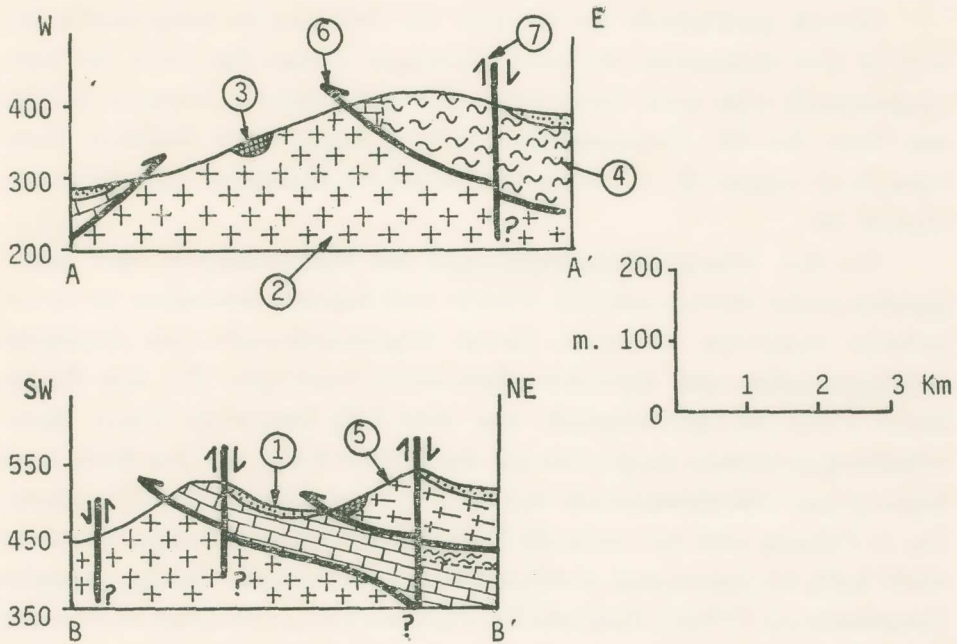
Nach der Granodioritintrusion äussert sich im Monopigadonbereich eine typische Überschiebungstektonik, bei der, der Prasinolith (Grüngneis) und die oberjurassisch-bis unterkredazischen Sedimente von Osten nach westen auf dem Granodiorit überschoben wurden. Bei diesem Ereignis kam es zu einer Vernichtung der natürlichen Stellen von Kontaktmetamorphose. Das Alter dieser Überschiebungen ist voraussichtlich ziemlich jünger von dem der Oberkreide.

Schliesslich folgte eine typische Bruchtektonik nach, bei der, der Katzikakalk mit den anderen Sedimenten und der Monopigadongranodiorit typische Horstphänomene bildeten. In dem Fall handelt es sich um Verwerfungen (Abschiebungen) mit N-S und E-W Streichrichtungen, die pliozäne Sedimente erfassten und deshalb als postpliozänen Alters tektonische Strukturen betrachtet werden können (vgl. Geol. Kart, Blt. Vasilika IGME, 1971). Bei dieser Prägung wurden postintrusive Überschiebungen mitverworfen (Vgl. Abb. 3).

#### DIE PETROGRAPHIE DES GRANODIORITS UND DER HORNFELSE

Makroskopisch betrachtet, zeigt der Monopigadonplutonit gewöhnlich graue bis hell-graue Farben. Stellenweise ist er grau-grünlich bis hellgrünlich. Diese Farbenschwankung beruht einerseits auf den Veränderungen bedingt durch die Verwitterung andererseits wieder auf der Umwandlung desselben

Geologische Profile (A-A') und (B-B')  
zur geologischen Karte der Abb. 2.



- 1) Quartäre u. neogen Ablagerungen. 2) Monopigadon-Granodiorit. 3) Hornfelse (Kontakterscheinungen. 4) Oberjurassisch bis unterkredazische Sedimente. 5) Prasinolith-Schuppe (Aus der ASS-oder ZGR). 6) Überschiebungen. 7) Verwerfungen. Abb. 3.



von hydrothermalen wässrigen Lösungen. Die Granodiorit- ausbreitung im untersuchten Bereiche ist von der spärlichen Vegetation und stellenweise von der typischen Wollsackverwitterung erkennbar.

Obwohl grösstenteils die Struktur des Granodiorits holokristallin ist, zeigt er aber stellenweise ein leicht schiefriges Gefüge, das durch die Scheerungstektonik oder auch durch einen niedrigen Metamorphosegrad bedingt sein kann. Bei der Dünnschliffuntersuchung wurde keine deutliche Mineralregelung festgestellt, wie etwa der Fall mit den Mineralien eines typischen Gneises ist.

Bei den Dünnschliffuntersuchungen des Plutonitkörpers vom Monopigadon- gebiet wurden folgende Primär- und Sekundärmineralien sowie die anderen Axessorien bestimmt: Grösse Plagioklaskristalle mit deutlichen Zwillingslamellen und typischen Myrmekiterscheinungen. Bei den Plagioklasen wurde ein Anorthitgehalt von etwa 23% festgestellt. Dieser Mineralbestand im Gestein steigt etwa auf mehr als 35 Vol% auf. Der Reihe nach folgen grössere Orthoklaskristalle mit einer kleinen Anzahl von Mikroklinen. Die K-Felspate sind mit mehr als 22 Vol% im Gestein beteiligt. Mit mehr als 27 Vol% im Gestein sind ziemlich grössere Quarzkristalle beteiligt, Gemeine Hornblende mit 10 Vol% Biotit mit 2 Vol% und 4 Vol% Axessorien. In manchen Präparaten findet man keine Hornblende und der Biotit tritt selten auf. Selten Apatit und sehr spärlich Zirkon kommen ebenfalls vor. Von sekundären Mineralien nennenswert sind hier: Serizit, der sich aus der Umwandlung der Felspäte bildete. Ebenfalls beobachtet man noch wenig Chlorit und Epidot, die entsprechend aus der Umwandlung von Biotit und basischem Plagioklas sowie auch von Hornblende herzuleiten sind.

Die Quarz- und Feldspatkristalle zeigen eine deutliche Durchbewegung, die hauptsächlich mit Kataklyse, Mylonitisierung, Drucklamellenbildung und undulöse Auslöschung bemerkbar wird. Weniger deformiert sind Biotit- und Hornblendekristalle. Auf Grund der Mineralien Quarz und Feldspat stellt man fest, dass das untersuchte Gestein im Monopigadongebiet eine typische postkristalline Durchbewegung zeigt, eine Tatsache, die mit den am jüngsten tektonischen Deformationen (Bruchverformungen) in Zusammenhang stehen (Kr → Fm). Das Alter dieser Deformation ist der postpliozänen Prägung des Gesteins zuzuschreiben.

Von den bisher festgestellten Mineralien im Monopigadonplutonit, dem Gehalt in Vol%, den Anorthitgehalt der Plagioklasse und die Bestimmung

von Hornblende kann man hier annehmen, dass der untersuchte saure Plutonit einen typischen Granit bis Granodiorit bildet.

Das Vorkommen der Mineralien, wie etwa Chlorit, Serizit und Epidot im Granodiorit spricht allerdings dafür, dass dieses Gestein einer retrograden Metamorphose in Bedingungen (P, T) der Grünschieferfazies im Sinne Wimmer (1985) unterliege. Denselben Metamorphosegrad mit dem Granodiorit zeigen ebenfalls auch die oberjurassisch bis unterkredazischen Sedimente des untersuchten Bereiches. Das Alter der Metamorphose ist jünger von dem der Granodioritintrusions.

Ein, dem Monopigadongranodiorit, ähnliches Gestein beschreiben aus der Sithoniaumgebung bei Chalkidiki Chatzidimitriadis et. al. (1983). Diese Ähnlichkeit bezieht sich vor allem auf petrologisch-stratigraphischen Hinsichten.

Die Erscheinungen von Kontaktmetamorphose wurden leider nicht an jenen natürlichen Stellen lokalisiert, bei denen die Gesteinsgrenze zwischen Granodiorit und anderen bekannten Sedimenten deutlich ersichtlich sind. Von der geologischen Karte Add. 2, geht heraus, dass die meisten Vorkommen von Hornfelsen mit der Bezeichnung  $K_1$  auf dem Granodiorit sitzen, während ein einziges Vorkommen ( $K_2$ ) an der Front des Prasinoliths gefunden wurde.

Von Stellen mit der Bezeichnung  $K_1$  und  $K_2$  (Abb. 2) wurden Handstücke von Hornfelsen entnommen und Dünnschliffe daraus gefertigt. Bei den Dünnschliffen von ( $K_1$ ) Hornfelsen bestimmte man hauptsächlich Diopsid (Klinopyroxen), der Stellenweise eine Umwandlung nach Chlorit zeigt, kleine Spaltrisse die mit Kalzit gefüllt sind, und idiomorphe Quarschnitte von Pyritmineralien. Andere Dünnschliffe von derselben Stellen ( $K_1$ ) zeigen kleine Taschen mit Tonmaterial gefüllt, die allerdings aus grösseren Quarz- und Biotitmineralien umgerahmt wurden. Manche Biotite sind stellenweise entfärbt worden und sehen etwa wie Hellglimmer aus. Bei einem anderen Dünnschliff aus derselben Hornfelsen fand man grosse Granatmineralien, die schon einen gewissen Zersetzungsgrad nach Serizitmineralien zeigen. Ausser den genannten Mineralien wurden noch in der gleichen Mineralparagenese grosse Feldspatkristalle (Plagioklase) beobachtet. Mit röntgendiagnostischer Methode wurde der Granat als Grossular bestimmt, während der Plagioklas wegen eines Anorthitgehaltes von mehr als 22% zum Oligoklas auzugliedern ist.

In allen Stellen mit der Bezeichnung ( $K_1$ ) zeigen die Hornfelse im Handstückbereich eine massige Struktur, während die festgestellten Mineralien bei der Dünnschliffuntersuchung richtungslos, d, h ohne besondere Regelung sind. In einem Fall innerhalb von Hornfelsen unterschied man ein Marmorband, von etwa einem Meter Mächtigkeit. Im Dünnschliff zeigt der Marmor grosse Kalzitkristalle, stark rekristallisiert und gebogene Zwillinklamellen. Die Beobachtung gilt als ein Beweis dafür, dass hier Kalklagen der angrenzenden Sedimente zu Marmorbändern metamorphosiert wurden.

Von der mikroskopisch-makroskopischen Beschreibung der Hornfelse ( $K_1$ ) im Monopigadonbereich wird klar, dass die Bildung dieser kontamektamomorphen Erscheinungen zu einem Einfluss der Monopigadongranodioritsintrusion auf graphitischen Tonschiefern bis Phylliten mit zwischengelagerten Mergelkalken beruhen. Diese Sedimente bilden die hangenden Anteile des Katzikakalkes, deren Alter als unterkredazisch bezeichnet wurde.

Ein ähnliches Beispiel von Kontaktphänomenen, wie man oben erwähnte, beschreiben aus der Insel Kos Altherr et al. (1976). Beider Autoren beobachten einen jungtertiären Monzonit aus der Insel Kos (Ägais), der in einer Wechselfolge von paläozoischen Phylliten, Mergelkalken und Marmoren intrudierte, um eine Mineralparagenese ähnlich deren von Monopigadongranodiorit zu verursachen.

In einer anderen Stelle des Monopigadongebietes mit dem Symbol ( $K_2$ , Abb. 2) hat man bei der Hornfelsuntersuchung folgende Mineralien festgestellt: Wenig Quarz und Chlorit, spärlich Feldspat (Orthoklas und Plagioklas), viel Epidot und zuviel Aktinolith. Manche Hornblenden -und Plagioklasrelikte sind im selben Gestein noch sichtbar, die allerdings in Aktinolith und Albit umgewandelt worden sind. Die Aktinolithmineralien zeigen eine Regelung, die sich mit Parallelstellung der Längsachsen der Mineralien in die Schieferung äussert. Es wird hier auch klar, dass der Monopigadongranodiorit auf der Prasinolithschuppe (Grügneisschuppe) einwirkte im Kontaktphänomena zu verursachen.

Die bei den Hornfelsen der Stellen  $K_1$  und  $K_2$ , beschriebenen Mineralien können in zwei Paragenesen geteilt werden. Die eine Paragenese enthält, Oligoklas, Grossular, Diopsid, Kalzit und Quarz. Diese Mineralparagenese gehört der Hornblende-Hornfelsfazies und Ihre anfängliche Bildungstemperatur wird auf 520° C gesteigert. Die andere Paragenese besteht aus Chlorit,

Epidot, Aktinolith, wenig Albit, wenig Quarz und Kalzit. Die letzte Mineralparagenese gehört der Albit-Epidot-Hornfelsfazies mit einer anfänglichen Bildungstemperatur von 400° C (vgl. Winkler 1967).

Von den zwei festgestellten Hornfelsfazies wird deutlich klar, dass man im untersuchten Bereiche des Monopigadongranodiorits Kontaktphänomene feststellte, die eine mittlere und eine niedere Bildungstemperatur aufweisen. Die Hornfelse zeigen ebenfalls wie der Granodiorit eine retrograde Metamorphose mit Chloritbildung des Diopsids, mit der Entfärbung des Biotits und mit der Serizitbildung aus Granaten. Dieser regionalen Metamorphose sind alle Gesteine des untersuchten Bereiches unterworfen worden.

Von den festgestellten Hornfelsen  $K_1$  und  $K_2$  im untersuchten Bereiche des Monopigadongranodiorits geht ohne weiteres heraus, dass das Alter des Granodiorits jünger ist, als das der unterkredazischen Sedimente. Dieselbe Intrusion ist ebenfalls noch junger von der mittel-bis oberkredazischen Prägung, denn das Granodioritmagma fand den Weg nach oben und intrudierte, soweit er diese tektonischen Bahnen folgte, um nach der Erstarrung ungefähr die heutige Form zu bekommen, d. h., die NW-SE streichende mittel-bis oberkredazische Prägung abzubilden. Einzelheiten über die prä-bis postgranodioritischen geologischen Ereignisse sieht man klar in Tafel I.

#### SCHLUSSFOLGERUNGEN

1. Die geologische Beziehung zwischen den oberjurassisch-bis unterkredazischen Sedimenten und dem Monopigadongranodiorit ist auf keinem Fall als transgressiv sondern vielmehr als tektonisch aufzufassen.

2. Der saure Plutonitkörper von Monopigadon ist ein typischer Granodiorit, der einer tektonischen Kontrolle unterliege. Das Alter der prä-intrusiven Tektonik ist möglicherweise als mittel-bis oberkredazisch anzunehmen.

3. Die Bildung der Hornfelse hängt mit der intrusiven Einwirkung des Granodiorits auf den unterkredazischen Sedimenten im untersuchten Bereiche zusammen.

4. Das Alter der Granodioritintrusions ist deutlich jünger als die Unterkreide und vermutlich noch jünger von den mittel-bis oberkredazischen tektonischen Ereignissen.

5. Die Mineralien des Granodiorits zeigen eine typische postkristalline

TAFEL I. TAFEL I ZEIGT DIE PRÄ - UNT DIE SYN BIS - POSTINTRUSIVEN GEOLOGISCHEN EREIGNISSE IM GEBIET VON MONOPIGADONGRANODIORIT

Abteilungen	Präintrusive Ereignisse	Syn-bis postintrusive Ereignisse	Bemerkungen
Oberer Jura bis untere Kreide	Bildung von dünnblättrigen Kalken von Katzika die allmählig zu graphitischen Tonschiefern übergehen		Ricou (1965) nimmt an, dass diese Sedimente transgressiv auf dem Monopigadongranodiorit liegen.
Mittlere bis obere Kreide	Tektonische Prägung des Bereiches, ausgedrückt in NW-SE streichenden Bruchlinien und in geöffneten jungen Faltenachsen in Tonschiefern bis Phylliten		Nach Kockel et al (1977) die Prägung ist metakredazisch, während nach Chatzidimitriadis et al, (1985) oberkredazisch.
Tertiär (?)	Das Intrusionalter ist vermutlich zum Tertiär gehörig.	Intrusion des Monopigadongranodiorits, längs älteren tektonischen Bahnen. Bildung von Hornfelsen mit mittleren und niederen Temperaturen (Hornblende-Hornfelsfazies u. Albit-Epidot-Hornfelsfazies)	Die festgestellten Mineralparagenesen der Hornfelse beruhen auf dem Einfluss des Granodiorits in unterkredazischen Sedimenten des Arbeitsbereiches. Das Intrusionsalter von 180 m. a. nach Ricou (1965) mit der radioaktiven Methode $K/Ar$ bleibt eine Frage!
Tertiär (?) (Postintrusive Zeit)		Retrograde und regionale Metamorphose in Grünschieferfazies, des Granodiorits, der Hornfelse und der oberjurassischen bis unterkredazischen Sedimente. Tektonik der Überschiebungen im weiteren Untersuchungsgebiete.	Retrograde Metamorphose für den Granodiorit und die Hornfelsen und regionale Metamorphose für die Sedimente. Hier kommt es durch Überschiebungen zu einer Vernichtung oder Verstellung der natürlichen Kontakteerscheinungen des Monopigadon Granodiorits.
Postpliozän bis Altquartär		Bruchtektonik, äussert sich mit kleinhorsten und Kleingraben. Der Granodiorit erfährt eine intensive postkristalline Durchbewegung gewisse Mineralien (Kr-Fm).	Die mittel-bis Oberkredazische Prägung mit der NW-SE streichenden tektonischen Elementen sowie die von Osten nach Westen geäußerte jüngere Überschiebungen sind von der postpliozänen Bruchtektonik verworfen worden.

Durchbewegung, die mit den Verwerfungen eines postpliozänen Alters im untersuchten Bereiche zusammenhängen.

6. Die heutigen Hornfelslagen sind wahrscheinlich tektonisch verstelte Teile der natürlichen Kontakterscheinungen auf dem Granodiorit oder vermutlich auch Reste ebenfalls von Kontaktphänomenen, deren unterkreidazischen Alters Dachsedimente mit Kontakterscheinungen verwittert und abgetragen wurden.

7. Nach der Bildungstemperatur wurden die Hornfelse in einer mittleren Hornblende-Hornfelsfazies und einer niederen Albit-Epidot-Hornfelsfazies geteilt.

8. Der Monopigadongranodiorit mit seinen Kontaktphänomenen unterlagen einer retrograden, während die Sedimente einer regionalen Metamorphose, deren Bildungsbedingungen jene der Grünschieferfazies erreichten.

9. Schliesslich wird klar, dass das Alter der Granodioritintrusion im Monopigadongebiet jünger als die Oberkreide ist, also Tertiär vermutlich, während für die regionale Metamorphose der Gesteine ein noch jüngeres Alter gelten muss.

## SCHRIFTENVERZEICHNIS

- Altherr R., Keller J., Kott K., Der jungtertiäre Monzonit von Kos und sein Kontakthof (Ägäis, Griechenland), Bull. Soc. geol. France (VII), **18**, 207-216, 1976.
2. Chatzidimitriadis E., Douweas, N., Kelepertsis A., Geologische Untersuchung des Sithoniagranodiodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den Inneren Helleniden Zonen/Nordgriechenland, Praktika Akadimias Arhionon, **58**, 242-231, 1983
3. Chatzidimitriadis E., Kiliass A., Staikopoulos G., Nuovi aspetti petrologici e tettonici del massiccio Serbo-Macedone e delle regioni adiacenti della Grecia del nord, Boll. Soc. Geol. It. **104**, 515-526, 1985.
4. Christaras V., Die geologische Untersuchung der Bauxitvorkommen vom Berg Katzika. -Dissertation, Univ. Thessaloniki, 1-209, 1984.
5. Jacobshagen V., Geologie von Griechenland, 363 S, Gebrüder Borntraeger, Berlin. Stuttgart, 1986.
6. I.G.M.E., Geologische Karte des Gebietes Vassilika, Blatt Vassilika Athen, 1978.
7. Kaufmann G., Kockel F., Mollat H., Note on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zones of the Hellenides (Northern Greece)., Bull. Soc. Géol. France (7), **18**, 225-230, 1976.
8. Kockel F., Mollat H., Walther H., Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1-119, 1977.
9. Marinos G., Jannoulis P. & Sotiriadis L., Paläoanthropologische Untersuchungen in der Höhle von Petralona (Chalkidiki), Arist. Univ. Thess. **9**, 149-204. 1965.
10. Mercier J., Étude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). -Thèse d'état, Univ. Paris et Annal. Geol. Pays. Hell. Athen, **20**, 1-729. 1966/1973.
11. Ricou L., Contribution à l'étude géologique de la bordur sud-ouest du Massiv Serbo-Macedonian aux environs de Salonique. Thèse 3<sup>em</sup> cycle, Paris, 1-121. 1965,
12. Wimmener W., Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. -Ferdinand Enke, Verlag, Stuttgart, 1985.
13. Winkler H., Die Genese der metamorphen Gesteine, 2 Aufl. Springer Verlag-Berlin, Stuttgart, 1-263, 1967.

## Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

**Γεωλογική, Πετρολογική και Τεκτονική μελέτη του γρανοδιορίτη του Μονοπήγαδου, που έντοπίζεται στα γεωγραφικά όρια των Νομών Θεσσαλονίκης - Χαλκιδικής/ Βόρεια Ελλάδα.**

Στην περιοχή Μονοπήγαδου, που βρίσκεται στα όρια των νομών Θεσσαλονίκης-Χαλκιδικής παρατηρούμε ένα όξινο πλουτωνικό μάγμα, το οποίο ύστερα από μικροσκοπικές έρευνες αποδεικνύεται ότι αποτελεί έναν γρανίτη έως και γρανοδιορίτη. Από προηγούμενους βασικούς έρευνητές, όπως είναι οι Ricou (1965) και Kreuzer et al. (1982) που αναφέρεται στον Jacobshagen (1986), διαπιστώνεται ότι το πλουτωνικό μάγμα που μελετήθηκε αποτελεί πράγματι έναν γρανίτη έως γρανοδιορίτη, του όποιου η ηλικία, που προσδιορίστηκε με τη μέθοδο K/Ar από άμφοτέρους τους παραπάνω συγγραφείς δίδεται με 180 και 149 εκατομμύρια χρόνια αντίστοιχα.

Ύστερα από επίστάμενες πετρολογικές, στρωματογραφικές και τεκτονικές παρατηρήσεις που έγιναν τόσο στην περιοχή του παραπάνω γρανοδιορίτη, όσο και στο έργαστήριο, διαπιστώθηκαν τα εξής:

1. Η σχέση μεταξύ των ιζημάτων του άνω Ίουρασιικού έως και του κάτω Κρητιδικού καθώς και του γρανοδιορίτη του Μονοπήγαδου δεν είναι σε καμία περίπτωση επικλυσιογενής, άλλ' όμως τεκτονική. Δηλαδή τα παραπάνω ιζήματα έπωθοούνται πάνω στο νεότερο γρανοδιορίτη.

2. Ο γρανοδιορίτης υπόκειται σ' έναν όρισμένο τεκτονικό έλεγχο. Η προ-γρανοδιοριτική αυτή τεκτονική καταπόνηση έκδηλώθηκε στα ιζήματα που περιγράψαμε στη διάρκεια του μέσου έως και άνω Κρητιδικού.

3. Ο γρανοδιορίτης σχηματίζει με τα άνω Ίουρασιικά έως κάτω Κρητιδικά ιζήματα τής υπό μελέτη περιοχής φαινόμενα μεταμόρφωσης από έπαφή, γεγονός που έκδηλώνεται με δύο σαφείς παραγενέσεις: μία μέσης θερμοκρασίας φάση, Κεροστιλβης-Κερατιτών και μία μικρής θερμοκρασίας φάση 'Αλβίτη-'Επίδοτου-Κερατιτών (Winkler 1967). Με τη διαπίστωση αυτή συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι ο γρανοδιορίτης τής περιοχής του Μονοπήγαδου είναι νεότερης ηλικίας απ' ό,τι τα ιζήματα του κάτω Κρητιδικού.

4. Ο γρανοδιορίτης στην άνοδό του χρησιμοποιεί βασικά τεκτονικές τροχιές έπωθητικού τύπου με παράταξη ΒΔ-ΝΑ, τις διευρύνει, δημιουργεί χώρο και στερεοποιείται. Έπειδή η ηλικία των έπωθήσεων είναι άνω Κρητιδική (Chatzidimitriadis et al. 1985), αναγκαστικά η ηλικία τής διείδυσης του γρανοδιορίτη πιθανολογείται σαν Τριτογενής. Η διαπίστωση αυτή θέτει σε σοβαρή άμφιβολία τις



ήλικίες τῶν 180 καὶ 149 ἑκατομμυρίων χρόνων τοῦ ἰδίου πλουτωνίτη ποῦ ἔγιναν μὲ τὴ μέθοδο K/Ar ἀπὸ προηγούμενους συγγραφεῖς.

5. Ἀργότερα ὁ γρανοδιορίτης καὶ τὰ φαινόμενα ἀπὸ μεταμόρφωση ἐπαφῆς ὑφίστανται μίαν ἀνάδρομη, ἐνῶ συγχρόνως τὰ ἰζήματα μίαν περιοχικὴ μεταμόρφωση στὴν πρασινοσχιστολιθικὴ φάση (ἡλικία νεότερο Τριτογενές).

6. Μετὰ τὴν μεταμόρφωση καταπονεῖται ἡ περιοχὴ τεκτονικά, γεγονός ποῦ ἐκδηλώνεται ἀπὸ μέγεθος κόκκου στὸ μικροσκόπιο μὲ κατακλαστικά καὶ μωλωνιτικά φαινόμενα, καθὼς καὶ κυματοειδεῖς κατασβέσεις τῶν χαλαζιῶν καὶ ἀστρίων τοῦ γρανοδιορίτη μέχρι καὶ σχηματισμὸ τάφρων καὶ κεράτων σὲ μεγάλο μέγεθος. Ἡ ἡλικία τῆς παραπάνω τεκτονικῆς καταπόνησης θεωρεῖται γενικὰ μετὰ-Πλειοκαινικὴ (Kockel et al. 1977).

7. Τὸ γεγονός τῆς καταστροφῆς καὶ ἀπομάκρυνσης τῶν φαινομένων ἀπὸ μεταμόρφωση ἐπαφῆς ἀπ' τὶς φυσικὲς τοὺς θέσεις ὀφείλεται πολὺ πιθανὸν σὲ τεκτονικὴ τῶν ἐπωθήσεων, ποῦ ἔλαβε χώρα μετὰ τὴν διείσδυση τοῦ γρανοδιορίτη.

Ἡ περίληψη αὐτὴ καὶ τὸ περιεχόμενό της κατανοοῦνται μὲ σαφήνεια ἀπὸ τὸ γερμανικὸ κείμενο μὲ τὶς τρεῖς ἀπεικονίσεις, καθὼς καὶ τὸν πίνακα 1 τοῦ ἰδίου.