

Beitrag zur Geologie von Cypern

Von **Gustav Hiessleitner**

(Erweiterter Vortrag, im besonderen über die Peridotitgeologie von Cypern, gehalten vor der Wiener Geologischen Gesellschaft am 8. März 1955)

(Mit 6 Abbildungen im Text)

Zusammenfassung

Es wird zu begründen versucht, daß für die Gestaltung des nordwestlichen Küstenrandes der Insel Cypern eine von Kleinasien her streichende, voroligozäne Querstörung des Hohen Taurus, die Tekirsenke (Eçemiskorridor) ursächlich wirksam gewesen sei. — Der ultrabasische Kern des aus basischen Gesteinen zusammengesetzten Troodosmassivs auf Cypern weist eine innere Gliederung nach Dunitzonen (chromerzführend) und Pyroxen-peridotit-Abschnitten auf; diese zonare Gliederung ist annähernd in N—S-Richtung eingestellt, welche Richtung einem alten, vormesozoischen, vom afrikanischen Kontinent her übernommenen Gesteinsstreichen zu entsprechen scheint. Damit ist auch ein Altersschluß auf vormesozoisch für die Platznahme der Ultrabasite getan. — Auch die größte Chromerzlagerstätte auf Cypern, die Troodosmine, zeigt sich in der Anordnung ihrer einzelnen Lagerstättenkörper dieser N—S-Struktur untertan. — Die Schiefer-Hornstein-Radiolarit-Formation, ebenfalls auf Cypern vertreten, läßt sich, ähnlich wie am Balkan, als Transgressionsfazies über den basischen Gesteinen erkennen.

In dem oben erwähnten Vortrag in Wien konnte ich bereits einige Ergebnisse eines geologischen Arbeitsaufenthaltes auf Cypern im Frühjahr 1954 mitteilen. 1955 brachte einen zweiten Aufenthalt, der ebenso wie der erste den Fragen der Peridotit- und Chromerzgeologie daselbst gewidmet war. Aber noch bevor ich den Boden Cyperns je betreten hatte, nach einem Besuch des Pozanti-Abschnittes im Hohen Taurus Südanatoliens Herbst 1952 ist mir die eigenartig dreifach gezackte Gestaltung des Nordwestrandes der Insel Cypern — der Hohen Tauruskette des anatolischen Festlandes zugekehrt — aufgefallen und ich brachte sie in Verbindung mit der von Pozanti herstreichenden, Oligozän erfüllten Querstörung der Tekirsenke (Letzterer Name nach Frech, Eçemiskorridor nach Blumenthal), welche Auffassung ich bereits in einem Aufsatz der M. T. A.-Schriften, Ankara 1955 (Lit. 10), begründet und auch bildlich zum Ausdruck gebracht habe.

Die basisch-ultrabasischen Gesteine auf Cypern, deren Verbreitung im groben schon früh auf der geologischen Karte von Bellamy (1905) (Lit. 2) festgehalten worden war, sind bereits mehrfach Gegenstand lokaler und regionaler Betrachtung gewesen. Bergeat (1892) (Lit. 1) hat die Petrographie der massigen Gesteine von Cypern bearbeitet: er betont für den Bastit-Diallag-Peridotit des Troodosgebirges, aber auch für die ihn umhüllenden Diabase mit bankartigen Absonderungen, Uralitdiabas z. T., den Mangel an echten Kontakterscheinungen gegen die jüngeren Sedimente, von fallweiser, wohl sekundärer Kontaktverkieselung abgesehen. Erst für die Durchbrüche von Andesit-Liparit-Trachyt (pre-Maastrichtien) bestehen einwandfrei beobachtbare Kontaktmineralisationen.

L. Kober (1915) (Lit. 4) bezieht Cypern in seine regionale Schau der östlichen Mittelmeergeologie ein: er sieht in den WSW—ONO herstreichen den Gebirgsketten von Cypern nachmiozän in Südrichtung gefaltete Außendecken, Randzonen der Tauriden, die in Fortsetzung gegen Osten nach Syrien einstreichen, in den Hatay (Amanos Taurus).

W. v. Seidlitz (Lit. 6) faßt 1931 die bisher bekannten Daten der Cypern-Geologie zusammen und sieht in beiden Gebirgsketten der Insel, der an 1000 m SH als Kalkmauer hochragenden Nordkette und dem durch die Ebene von Nicosia (Mesaoria) getrennten südlichen Gebirgszug des Troodos (1920 m SH), Vorfaltungen des tauriden Systems, wobei Rhodos die nördlichste, Kreta die mittlere und Cypern die südlichste Stellung inne habe.

C. Renz (Lit. 5) bringt 1929 wesentlichen Fortschritt in der stratigraphischen Kenntnis der Nordkette, wo er permische Fusulinenkalke, triadische Diploporen- und Megalodonten-Kalke aus den jüngeren Serien, hauptsächlich Jura, Kreide und Tertiär, heraushält. Einzelne Serpentin-schollen, begleitet von Flysch und Kristallin (Glimmerschiefer) zwingen sich in die Nordkette ein — auch Radiolarite sind hier bekannt —, die verwickelten Lagerungsverhältnisse der Nordkette noch erhöhend.

A. Sieberg (bei W. v. Seidlitz) stellt, wie für den ganzen Mittelmeerraum, die seismischen Funktionen auch der, im allgemeinen bebenarmen, Insel Cypern heraus. Seismische Tätigkeit ist vor allem auf die südlichen und östlichen Küsten der Insel beschränkt, die Mesaoria tritt seismisch völlig in den Hintergrund. Positive Schwereanomalie ruht auf dem basisch-ultrabasischen Gesteinsmassiv des Troodos.

Mit lagerstättenkundlichen Fragen der Insel Cypern haben sich für die Asbestvorkommen des Troodos der Leobner Bergmann A. Zdarsky (1910) (Lit. 3) und für die Chrom- und Sulfidvorkommen daselbst W. Henckmann (1941) (Lit. 7) befaßt. Allerjüngst, 1956, hat Wilhelm F. Schmidt (Lit. 11) eine gute Übersicht des Mineralreichtums der Insel — mit Produktionsdaten — gegeben.

Aus Aufgaben der Erdölgeologie hervorgegangen — bislang hat Cypern noch keine Erdölproduktion — erschien in jüngster Zeit eine wichtige Zusammenfassung der geologisch-stratigraphischen Grundlagen der Cypern-geologie von S. Henson, R. Vermon, J. Mc Ginty (1949) (Lit. 8), in Begleitung einer geologischen Übersichtskarte der Insel 1:253.440 von F. V. Browne und McGinty. In dieser Studie wird auch der Anschluß an die Arbeitsergebnisse von L. Dubertret¹⁾ in Syrien berücksichtigt.

Zu den Belangen der vorliegenden Studie im besonderen zu erwähnen ist, daß zufolge Lit. 8 triadische Sandsteine Südcyperns — selten — auch Chromitkörner eingestreut enthalten, obwohl von den genannten Autoren für die basische Zentralzone des Troodos mesozoisches Alter in Anspruch genommen wird. Ferner: an dem Schollenland Südwest des Troodos nehmen gequälte Radiolarite sowie Triaskalke und rote Triasschichten nebst Tertiär, von Eozän aufwärts, breiten Raum ein. Die Heraushebung des Troodos sei endmiozän erfolgt.

Einen Beitrag, der die Geologie der basischen Gesteine auf Cypern im besonderen betrifft, legte D. W. Bishopp (Lit. 9) dem Internationalen

¹⁾ Dubertret L.: Géologie des roches vertes du Nord-Oest de la Syrie et du Hatay (Turquie). — Notes et Mém. Moyen Orient, t. VI, Paris 1952/53.

Geologenkongreß, Algier 1952, vor: dieser Autor stellt an den lagenhaften diabasischen Gesteinsmassen, welche das Peridotit-Gabbro-Massiv des Troodos umrahmen, einen Faltenbau mit N—S-Achse fest und sieht diesen Faltenbau eingeordnet in die vom afrikanischen Kontinent her übernommenen N—S-Strukturen eines alten vortauriden Baues. Damit ist auch Stellung genommen zur Altersfrage der basisch-ultrabasischen Gesteinsbestände daselbst, die darum vortauriden, mithin vormesozoischen Alters sein müssen.

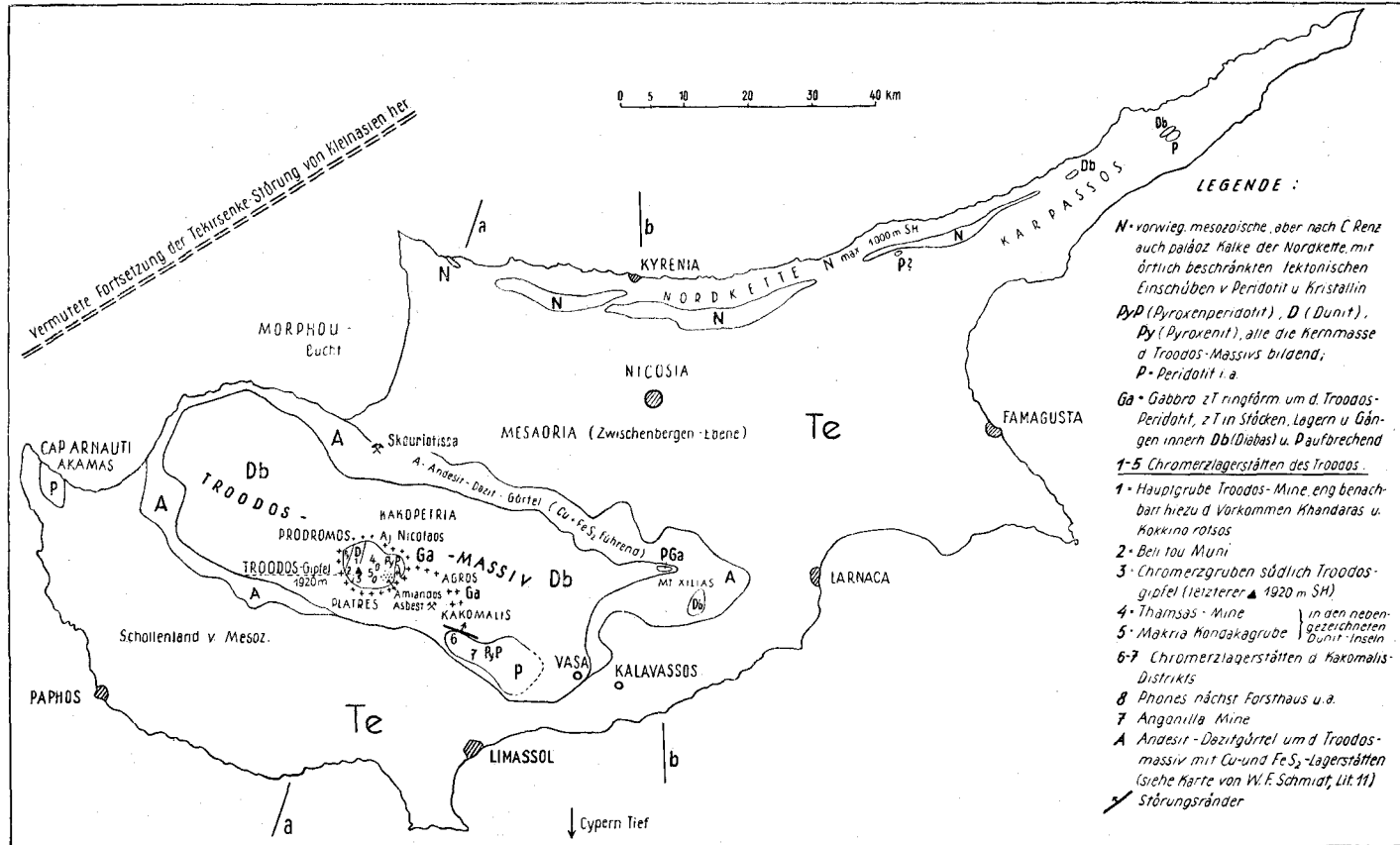
Da ich schon früher zu ähnlicher Feststellung hinsichtlich Intrusionsalter für Balkan- und Kleinasien-Peridotite gekommen bin (Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien, Sdbd. 1 der G. B. A. Wien 1951/52), mußten für mich die Cypernverhältnisse von besonderem Interesse sein und ich freute mich, erwartungsvoll, als sich mir 1954 zum ersten Male die Gelegenheit zu einem Cypernbesuch eröffnete, mit dem Auftrag, die Chromerzvorkommen dort zu untersuchen.

Die entsprechende Zielrichtung meiner Arbeit lag innerhalb des Auftrages und es gelang bald, auch für die Peridotitmasse des Troodosmassivs ebenfalls einen N—S-gerichteten Innenbau, Abfolge von chromerzführenden Dunitzonen mit annähernd N—S-streichender Achse zu — meist chromerzarmen — Pyroxenperidotitmassen nachzuweisen, auch die Anordnung der Chromerzkörper in Dunit selbst zeigt sich fallweise diesem N—S-streichenden Lagenbau gefügig. In den Pyroxenitlagen in Pyroxenperidotit und Dunit ist eine solche Gefügigkeit weniger festzustellen (siehe Abb. 1 und 3).

Die an 1000 *m* hohe, hauptsächlich von mesozoischen Kalken, aber auch von paläozoischen Gesteinen, eingenommene Nordkette der Insel, durch die breite tertiäre Niederung der Mesaoria vom Troodosgebirge im Süden getrennt, birgt wie erwähnt ebenfalls basisch-ultrabasische Gesteine in engbegrenzten Schollen: Doch ist hier angesichts des enormen Schuppungscharakters der Nordkette wenig Aussicht, Entscheidendes über die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der Grungesteine, über den Intrusionsrahmen, herauszufinden. Bemerkenswert bleibt immerhin die Vergesellschaftung dieser basischen Schollen mit Kristallingestein.

Leider war es mir 1955 nicht möglich, die von dem damaligen Werksgelogen der Hellenic Mines (Cu und FeS²) auf Cypern Dr. W. F. Schmidt namhaft gemachten kleinen Peridotitareale im Nordwestzipfel der Insel, Halbinsel Akamas, zu besuchen, wo dieser Geologe in Nachbarschaft zu Peridotitschollen Ausstriche von Kristallin, Glimmerschiefer, Serizitschiefer und Quarzit festgestellt hat. Es ist dies ein Gebiet, wo die alte offizielle geologische Cypernkarte (Browne, McGinty) nur Kalke der Mamoniazon, Trias und Jura, verzeichnet. Hier, der vermuteten Tekirsenke draußen im Meer am nächsten, wäre es auch interessant, nach etwaigen Substrukturen dieser bedeutenden tektonischen Strukturlinie zu suchen. Die drei Halbinseln im Nordwesten Cyperns, Akamas mit Cap Arnauti die westlichste, würde ja nach der schon ausgedrückten Auffassung den Rückwitterungsrand — von der Tekirsenke her — bedeuten. — Liegen auch in der Nordkette, in der Zwischenschaltung von quergreifendem Tertiär Süd Kyrenia (Abb. 1) und an andern Orten solche Substrukturen vor?

Der Arbeit des türkischen Geologen Z. Ternek (M. T. A., 1953) über den Raum nördlich Mersin-Tarsus in Kleinasien ist für die Fragen der südlichen Fortsetzung der Tekirsenke, letztere zum größten Teil hier durch



Ergänzung zur Legende: Te = Tertiär und jünger

Abb. 1: Vereinfachte Übersicht der Vorkommen basisch-ultrabasischer Gesteine auf Cypern und deren Chromerzlagerrstätten, dargestellt unter Benützung der Geologischen Karte „Cypern“ von H. V. Browne und J. McGinty, 1940 (Profile a, b in Abb. 3).

die jungtertiären Sedimente verschüttet, keine neue Stellungnahme zu entnehmen; diese Arbeit, mit erdölgeologischer Zielrichtung, behandelt das Serpentinalter in konventionellem Sinne, als Oberkreide-Eozän bis -Miozän.

Ist nun die schon 1955 in meinem M. T. A.-Aufsatz angenommene, submarine Beschneidung der Insel Cypern im Nordwesten durch die verlängerte Tekirsenke des kleinasiatischen Festlandes richtig — auch die Meerestiefenkarte spräche dafür —, dann könnte in der gelinden Abschwenkung nach West dieser ursprünglich NNO—SSW gerichteten Struktur eine Wirkung des Westmarsches des afrikanischen Kontinents gesehen werden, wie ein solcher heute vielfach der Vorstellung über den Großbau des afrikanischen Kontinents zugrunde liegt. Die eigentliche Naht zwischen afrikanischer und eurasiatischer Masse, das Geleise, an dem sich dieser Westschub Afrikas vollzogen hat und wahrscheinlich noch vollzieht, darf im Süden Cyperns, im Cyperntief, angenommen werden. Dieser Abschnitt des Mittelmeeres ist auch dann eine Meeresrinne gewesen, als Cypern zweimal, in der Unterkreide und im Mittelplozän, durch eine Landbrücke mit dem kleinasiatischen Festland verbunden war (Blanckenhorn¹) und Kaiser). Im Miozän, dauernd aber nach Mittelplozän, wäre auch der Inselcharakter Cyperns wieder gegeben gewesen.

Wird das Ausmaß der Westbewegungen des afrikanischen Kontinents an der vermutlichen W-Schleppung der Tekirsenke gemessen, erweist sich diese Schleppung in einer Größenordnung von (100 bis) 200 km, also ein Betrag, der auch den klaffenden Rissen im Gefolge dieser Bewegung, Rote Meer-Graben, Sinai usw., im ungefähren entsprechen könnte (Abb. 2). In dieser Auffassung wäre allerdings nicht die Mesaoria die trennende Fuge zwischen Eurasien und Afrika — darum die Mesaoria auch nicht ganz entsprechend dem „sillon préafricain“ im Süden des marokkanischen Atlas, mit jung aufgequollenen Basalten —, sondern der Troodos samt Südcypern wäre altes gehobenes Schelfgebiet ähnlich dem syrischen Vorland. Die weite Entfaltung basisch-ultrabasischer Gesteine in der Troodoskette könnte hierbei immerhin eine Art Narbenzone vorstellen. — Das untere Orontestal (Nahr el Asi) in Syrien, Süd Alexandrette (Iskenderun) würde nach Blanckenhorn die Fortsetzung der Mesaoria auf asiatischem Festland bedeuten.

Diese hiemit herausgestellte, wahrscheinliche Mitwirkung der Tekirsenke bei der Konfiguration der Küstenumrisse NW-Cyperns sei mir erlaubt als einen Beitrag zur Cyperngeologie zu bezeichnen, einen zweiten Beitrag glaube ich in der Aufdeckung einer primärmagmatischen, annähernden N—S-Struktur geliefert zu haben, welche den Innenbau des ultrabasischen Troodosmassivs beherrscht — freilich bescheidene Beiträge angesichts der Problemfülle, welche die Cyperngeologie bietet.

Das in Abb. 3 dargestellte O—W-Profil durch das Troodosmassiv läßt den vorwaltenden Innenbau des peridotitischen Anteils dieses Gesteinskomplexes rasch übersehen und zeigt auch die Chromerzführung diesem Innenbau untergeordnet.

Die Hauptmasse des ultrabasischen Troodosmassivs nimmt ein Pyroxen führender Peridotit ein, schon von Bergeat als Lherzolit und Wehrlit

¹) Z. D. G. G., 77. Mo. Ber., 1925.

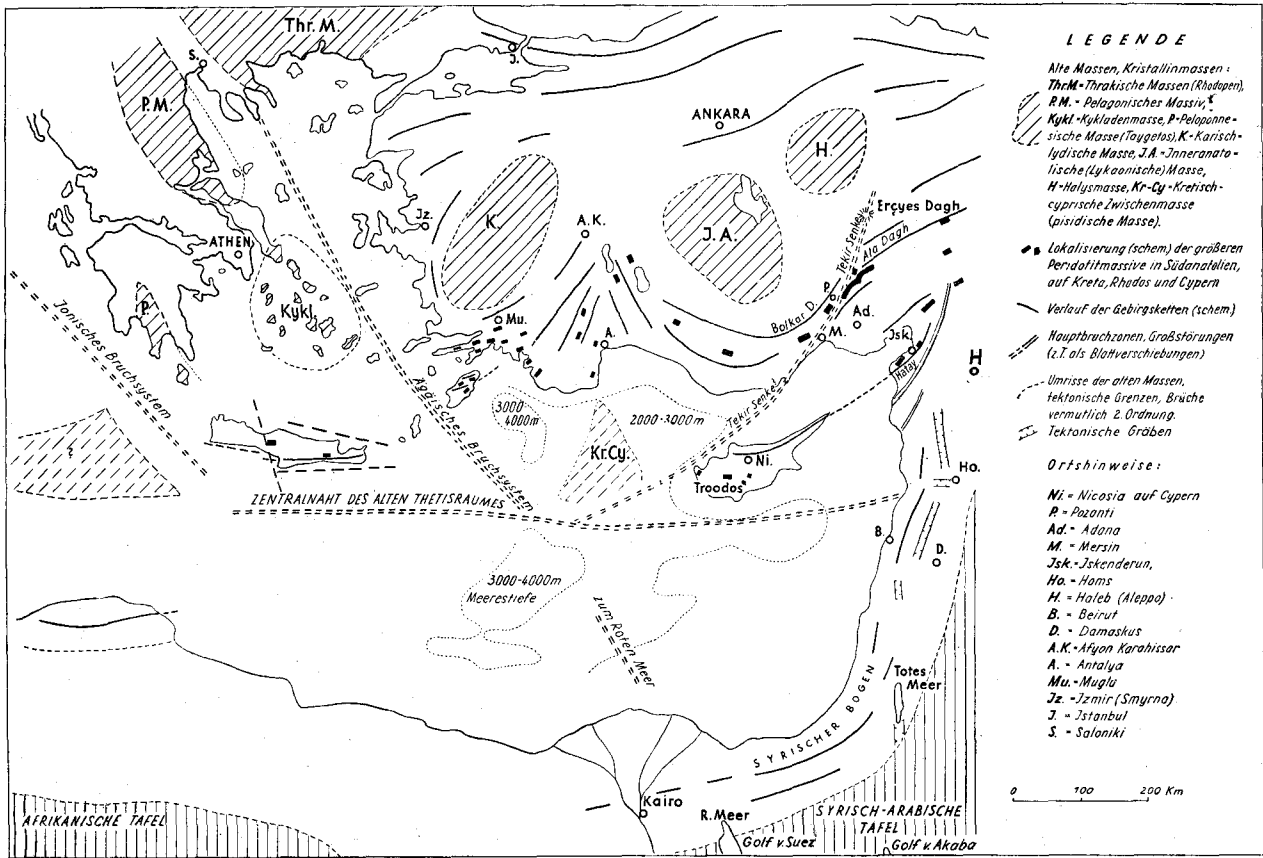
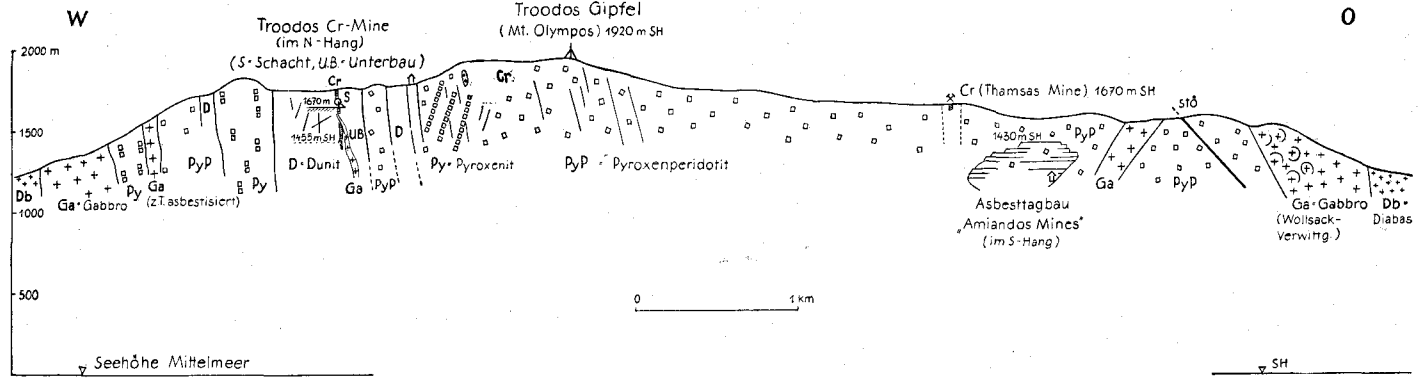


Abb. 2: Übersichtsdaten des Gebirgsbaues für das östliche Mittelmeerbecken und Umrahmung in Beziehung auf die regional-tektonische Lage von Cypern. Gezeichnet unter Benützung der Darstellungen von Kober, Krenkel, v. Seidlitz Philippson, Leuchs, Blumenthal, Blanckenhorn, der geologischen Karte 1: 800.000 des M. T. A. u. a. Die verlängerte Tektisenke (Eğemiş Korridor) im Hohen Taurus über Pozanti nach SW hinaus entlang der Mersinküste bis an die NW-Ecke von Cypern als neuer Entwurf.

West-Ost-Profil durch die Perioditmasse des Troodos auf Cypem (vereinfacht)



Nord-Süd-Profile Cypem

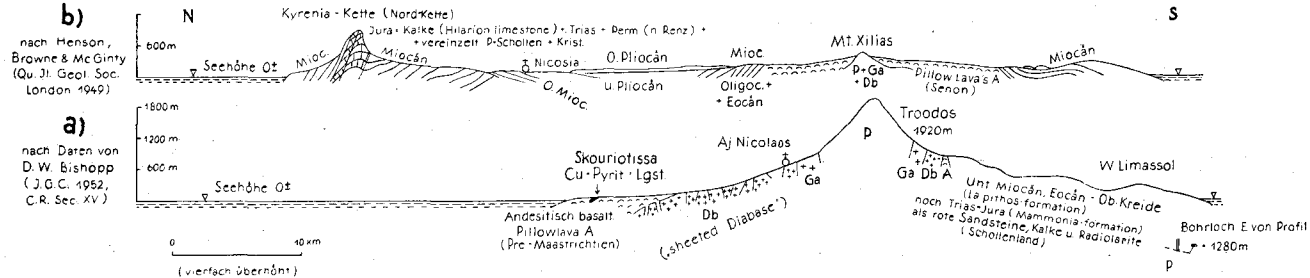


Abb. 3: Profile durch Cypem (zu Abb. 1).

beschrieben. Dem Pyroxenperidotit sind geschlossene dunitische Gesteinsstreifen mit ungefähr N—S gerichtetem Grenzverlauf eingegliedert. Ein solcher über 500 m breiter Dunitstreifen — die Haupt-Dunitzone — streicht knapp westlich des Troodosgipfels (1920 m SH) durch und birgt im Abfall zur Mesaoria, von SH 1700 m absteigend die bedeutendste Chromerzlagerstätte der Insel, die „Troodosmine“. Daneben bestehen aber auch kleinere Dunitinseln, weniger deutlich mit N—S-Richtung in Pyroxenperidotit eingeschichtet mit fallweiser Chromerzföhrung.

Schon die älteren geologischen Aufnahmen des Troodosgebietes stellen die ultrabasischen Massen als Kern eines von Gabbro, Bändergabbro z. T., ringförmig, weiter außen von Diabas ummantelten Gesteinskörpers dar. Durchbruchkontakte von Gabbro gegenüber Peridotit, Schollen von Peridotit in Gabbro, sind erschlossen. Aber auch diffuses Vordringen von Gabbrosubstanz gegen den Peridotitkern liegt vor, ausgezeichnet beobachtbar am Südhang des Troodos, an der Straße Prodromos—Platres. Peridotit wird hier von Gabbrosubstanz, in ihrer Feldspatföhrung auffällig, verdrängt (u. d. M.: Feldspat, zersetzt, intergranular in PyP vordringend); Schollen von Peridotit schwimmen innerhalb Gabbro. Pyroxenitgänge im Peridotit widerstehen diesem Verdrängungsvorgang weitgehend und schieben sich von der Peridotitseite her als Gangkeile in den Gabbro vor. Das Altersverhältnis von Peridotit zu Diabas ist in weniger eindringlicher Klarheit zu erkennen. Hingegen durchsetzen Gabbrogänge einwandfrei ebenso wie den Peridotit auch die Diabasmassen. Diabas und Gabbro folgen auch einander in scheinbar lagenhaft übereinander erfolgten Anordnung, z. B. an der Straße Mandria—Agros. Doch Diabas, älter wie Peridotit, ist die wahrscheinlichere Auffassung, auch von W. Bishopp geteilt. So daß die Altersfolge der basischen Gesteine des Troodos lauten würde: Diabas-Peridotit-Gabbro — alle durch leichte Tektoniken getrennt. Der Hiatus Diabas-Peridotit scheint schärfer betont zu sein, nicht nur Tektonik auch Metamorphose schieben sich zwischen Diabas und Peridotit. Hingegen ist es Gabbro — an dessen Lösungsnachhall die erhöhte Asbestisierung (hauptsächlich Chrysotil) im angrenzenden Peridotit gebunden erscheint —, welcher der N—S-Struktur nicht mehr folgt, sondern sich unabhängig davon gebärdet.

Der Gabbro-Intrusion ist wohl zuzuschreiben, daß für den Troodosperidotit die ursprünglichen Verbandsverhältnisse ausgelöscht erscheinen. Schlüsse auf diese sind bislang nur aus den Aufschlußverhältnissen der Nordkette — Schollen von Peridotit und Kristallin — und dem erwähnten isolierten Peridotitaufschluß auf der Halbinsel Akamas — in Kristallingesellschaft — abzuleiten. Diese Schlüsse zielen demnach auf ursprüngliches Eindringen des Peridotitschmelzffusses in eine Kristallinserie ab. Ähnliches liegt z. T. auch für die Taurusserpentine vor (Lit. 10).

Für die Diabasmassen auf Cypern wäre noch eingehendere petrographische Gliederung zu versuchen.

Das Auftreten der Gesteine der Radiolaritfazies ist innerhalb der Verbreitung basisch-ultrabasischer Gesteine des engeren Troodosbereiches nicht bekannt. Dies ist bei dem jungen Hebungscharakter des Troodosmassivs, wo sich bisher nicht einmal eine tiefgreifende Verwitterungsdecke über Peridotit herausgebildet hat, bzw. gegenüber der intensiv wirkenden Erosion erhalten konnte, nicht verwunderlich. Wohl aber sind Radiolarit-

gesteine, Kieselschiefer mit nach Dünnschliffbefund reichlich vorhandenen Radiolarien, in niederen Gebirgstteilen der weiteren Umgebung des Troodos erhalten. Ich konnte z. B. Kieselschiefer, z. T. etwas tonig, porös, mit reichlichem Radiolarieninhalt (u. d. M.: ornamental gezackte Kreise nebst Nadelresten) als zusammengestauchte Decke über Diabaspillowlava an der Straße Moni—Vasa westlich der Pyritgrube Kalavassos beobachten, also in klassischen Lagerungsverhältnissen der Balkanhalbinsel, von wo die Radiolaritserie als transgressive Furchenfazies über Peridotit und Diabas bzw. mit Diabasvulkanismus verbunden, beschrieben wurde.

Marmorisierte Kieselkalke stehen Ost Limassol an, bei fehlenden Aufschlüssen basischer Gesteine.

Die in Durchführung befindliche geologische Neuaufnahme des Troodosmassivs von Seite des Geological Office in Nicosia (Chef: Dr. Ingham, dem ich für freundlich gewährte Einsicht zu danken habe), noch unveröffentlicht¹⁾, bestätigt in ihrem Konzept den bereits bekannten ringförmigen — also pipe-ähnlichen — petrographischen Aufbau des Troodosmassivs: Gabbroring um Kernperidotit, wclch letzter bislang allerdings noch keine besondere innere Gliederung erfährt. Doch ist eine solche, wie dargetan, durchführbar. Es werden im Aufnahmskonzept des Geological Office bereits randliche Störungssysteme, am Ostrand des Troodos in NW—SO-Richtung, am Westrand in NNO—SSW-Richtung verzeichnet. Ein vielfach unterbrochener Ring von quarzreichem metamorphem Diabas — Granophyr laut Lit. 12 — schiebt sich zwischen Hauptmasse des Diabases und Gabbroring ein.

Die erwähnten Ostrandstörungen reichen weit ins Innere des Massivs; die 70°/60° fallenden Störungen des Karyotis-Tälchens unter Pingos Hotel sind dazuzurechnen. An diese Störungen sind örtlich Hydromagnesit-Kluffüllungen gebunden, die auf hydrothermalen Thermendurchfluß deuten. Auch das Auftreten der Gabbrozunge innerhalb Peridotit östlich des großen Asbesttagbaues der Aminandosmine ist störungsbedingt (Profil Abb. 3).

Chromitlagerstätten: Eine chromreiche Dunitzone streicht mit ihrem Ostrand knapp westlich des Troodosgipfels (1920 *m* SH) durch, ihr Streichverlauf ist annähernd NS bis NNO—SSW. In dieser Dunitzone — Haupt-Dunitzone — befindet sich in SH 1670 *m* am Nordhang des Troodos der Schacht der Chromerzgrube der Cyprus Chrome Co. Ltd. (Photo, Abb. 5), der Troodosmine, der größten Chromerzgrube der Insel. Der vertikale Schacht reicht bis auf SH 1515 *m* (XIII. Hor.) und ist durch Aufbruch mit dem neuen Unterbau 1455 *m* SH (XVII. Hor.) verbunden.

¹⁾ Inzwischen hierüber kurz berichtet im Annual Report des Geological Office 1955. Nun erhalte ich die Originalarbeit (Lit. 12) erst bei der Korrektur der eigenen Arbeit. Lit. 12 enthält neben Bericht ein in Karte niedergelegtes Teilergebnis der von R. A. M. Wilson geleisteten Detailaufnahme des Troodosgebietes. Gegenüber dem von mir bereits hervorgehobenen ringförmigen Aufbau des Troodosmassivs tritt aus der Karte von Wilson hervor, daß außerhalb des Gabbrorings noch ein in Rudimenten vorhandener Ring von granophyrischen Gesteinen bestehe, den Diabas in etwa 1,5—2 *km* Außenabstand vom Gabbroring durchbrechend.

Mit dieser Feststellung Wilsons würde der pipe-artige Charakter im Aufbau des Troodosmassivs verstärkt in Erscheinung treten. Die von mir dargelegte innere Gliederung des ultrabasischen Kerngebirges, von der Ringstruktur unabhängig, erscheint in der Karte von Wilson bestätigt.

Nachdem die Ausbisse des Lagerstättenzuges bis an 1700 *m* SH reichen, im Niveau des neuen Unterbaues ebenfalls bereits größere Erzfeststellungen vorliegen, ist die vertikale Erstreckung des Lagerstättenzuges bei steilem Niedersetzen bereits über 250 *m* Teufe bekannt. Das endgültige Teufenschicksal kann geologisch noch nicht abgesehen werden. Es handelt sich nicht um eine einzige geschlossene Erzanhäufung, sondern um eine Lagerstättengruppe. Auf relativ kleinen Raum, etwa in ein Rechteck von 100 *m* Seitenlänge parallel zur nordsüdlichen Kontaktgrenze Dunit-Pyroxenperidotit, und 50 *m* Breite gedrängt, sind die einzelnen Lagerstätten ungefähr in N—S-Richtung angeordnet. In den oberen Horizonten beträgt die summarische Erzfläche von acht bis zehn Erzkörpern an 600 *m*²; die Erzführung nimmt nach Fläche und Zahl der Erzkörper mit zunehmender Tiefe ab. Im XIII. Horizont ist praktisch bislang nur ein Haupterzkörper erschlossen, durch eine Störkluft 300°/80° — mit Gabbrogangfüllung — beschnitten. (U. d. M.: Hornblende-Diallag-Gabbro mit trübem Feldspat bis 80% An, Hornblende zerfasert. Stark zertrümmert. Also Störung hat die Intrusion überdauert.) Der Erzkörper, in NNW—SSO gestreckt, liegt im Liegend dieser Störung und zeigt ungeachtet mehr massigen Charakters des Sprenkelerzes fallweise steil NNW-fallende Erzkornreihung eines Plattenerztypus. Gänzlich verschieden davon in Richtung sind Anzeichen von Erzkornreihung in einer Scholle Sprenkelerz im Hangend der Störkluft mit mehr östlicher Fallrichtung. Bewegungsvorgang an der Gabbro-Störkluft: Hangendes gegen NO vorgestoßen und abgesenkt. Im XI. Horizont SH 1550 *m* (Abb. 4) ist die Verteilung der Erzflächen zu beiden Seiten des Gabbro-Störkluft ungefähr gleich, wobei das Streichen des südlichsten Erzkörpers in die Richtung des Dunitgrenzverlaufes einspielt, jedoch bei flacherem Einfallen der Erzkornreihen (90°/55°). Auch im VII. Horizont (1609 *m* SH) wurde der Gabbrogang noch erbohrt.

Kurz gefaßt: Die Chromerzkörper der Troodosmine als Gruppe folgen ungefähr der Dunit-Ostgrenze — der großmagmatischen Leitlinie — im Streichen und insbesondere im steilen Einfallen als Ganzes, im einzelnen ist aber die oft gut ausgebildete plattige Erzkornreihung unabhängig davon und weist in verschiedene Richtung bei oft nur mittelsteilem Einfallen. Dies spricht dafür, daß die innere Struktur der Erzanhäufungen bereits vor endgültiger Verfestigung des Erzbreies angelegt war. Die abschließenden Bankungsvorgänge des Nebengesteins haben im Bereiche der Erzkörper keine einschneidende Wirkung hinterlassen.

Der vorwaltende Typus des Chromerzes der Troodosmine ist ein dichtgepacktes Sprenkelerz, teils hart, teils mürb zerreiblich, mit fallweisem Übergang zu Derberz. Nicht selten ist das Sprenkelerz in parallele Erzkornreihen orientiert, schlierenplattenartig, mit wechselnder Platten-Richtung und -Neigung in den verschiedenen Erzkörpern. In der Regel ist die Plattenneigung schwächer als das Einschieben des Erzkörpers als solchen nach der Tiefe. Das einzelne Erzkorn zeigt kaum Umriss nach Oktaederform, es ist meist rundlich oder unregelmäßig lappig umrissen, um 1 *mm* Durchmesser und meist zu Haufen aggregiert.

Im chemischen Aufbau handelt es sich um verhältnismäßig eisenreiche Chromite, etwa den Reicherzen der mazedonischen Jezerinagrube — mit dunitischem Begleitgestein — genähert (siehe Hiessleitner, Bd. I, Serpentin- und Chromerzgeologie, Wien 1951).

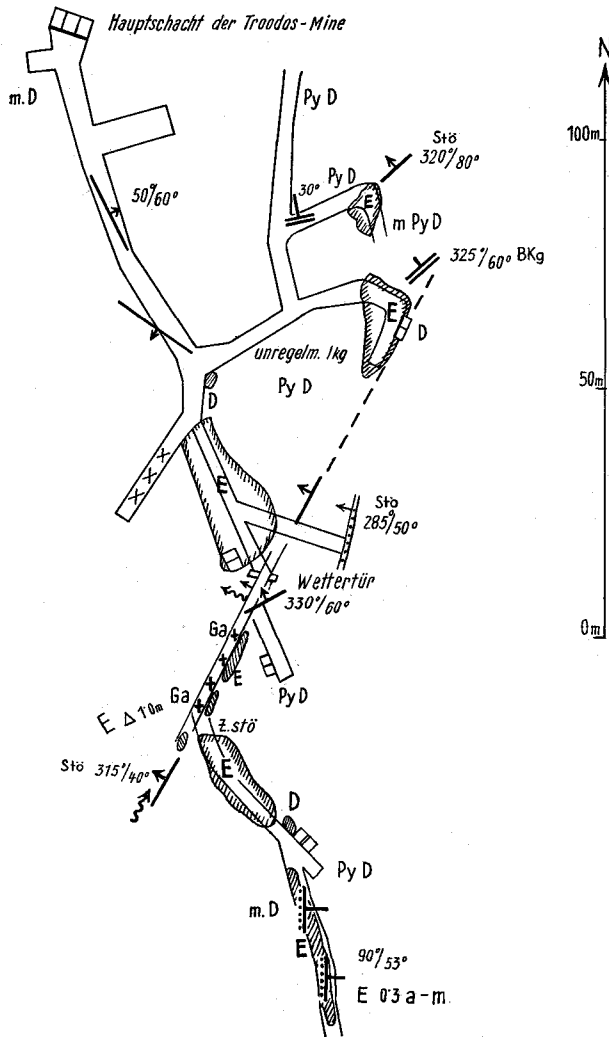


Abb. 4: Die Chromerzführung der Troodos-Mine am Beispiel des XI. Horizontes, SH 1550 m. D = Dunit, PyD = Pyroxen führender Dunit, Ga = Gabbrogang-Störung, E = Erzkörper (Umrisse schraffiert), a—m = arm bis mittel. Qualität des Sprenkelerzes, — = Fallrichtung der Sprenkelerz-Platten-Anordnung.

Analysen des Laboratoriums G. Watson Gray-Liverpool von Erzen der Troodosmine:

	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	H ₂ O	Cr/Fe
Derberz, Hauptgrube .	49·81	17·03		3·27	10·80	0·3	17·60		0·72	2·57
Run of mine, 1954 . . .	36·55	12·10	0·57		14·69	4·9			11·82	
Fördererz, 1952	42·57	12·97	1·02	8·3	8·35	0·15		0·10	4·55	2·7
Konzentrat, 1952	48·64	14·42	0·56	4·20	7·75	0·15	18·36		14·65	2·87

Um etwaige Abhängigkeit des Fe-Gehaltes im Erz vom Nebengestein zu überblicken, fehlt noch die Kenntnis des Fe-Gehaltes im Olivin des Dunit.

Der Chromerzbergbau des Troodos ist erst drei Jahrzehnte alt und hat nach planmäßiger Entwicklung insgesamt bis einschließlich 1955 zirka 160.000 t versandfähiges Chromerz geliefert. Der Bergbau hoch oben am Troodos ist mit seiner naßmechanischen Aufbereitung in Ayos Nicolaos (SH 880 m) nächst Kakopetria durch eine Seilbahn verbunden, seit kurzem vom neuen Unterbau aus auch durch eine Autotransportstraße zur Aufbereitung. Die gegenwärtige Jahresproduktion beläuft sich auf zirka 9000 t Versanderz einschließlich Konzentrate, der Derberzanteil hat sich in den



Abb. 5: Der Schacht (mit freistehendem Betongerüst, dreieckig eingedacht) der Troodos-Chromerzgrube, in 1670 m SH, setzt in der Haupt-Dunitzone nieder. — Blick nach Norden.

letzten Jahren von ursprünglich 25% auf heute 17% ermäßigt. Im Rahmen der Bergbauproduktion Cyperns (siehe Aufsatz von Wilhelm F. Schmidt: Cypern — Bergbauinsel einst und heute, Lit. 11) nimmt Chromerz wertmäßig 2% ein bei einem Gesamtwert der cyprischen Bergbauproduktion von jährlich rund 10 Mill. £ (= 750.000.000 ö. S), die sich verteilen auf Cu (als Cu-Inhalt von Cu-reichem Schwefelkies) 55%, Schwefelkies 35%, Asbest 6%, Chromerz 2%, alles übrige, darunter Gold, Gips und Farberde (Terra umbra) 2%.

Neben der Troodosmine, der Hauptchromerzgrube des Troodos, verdienen zwei kleinere Vorkommen in ihrer Nachbarschaft Interesse: Kokkinorotsos, SH zirka 1450 m, NNW der Hauptgrube im gleichen Dunitzug gelegen wie diese. Es sind plattenförmige Sprenkelerzkörper, zirka 1-5 m mächtig, mit reichlich Leoparderzanteil; das Einfallen der Platten ist steil nach SW gerichtet, Längserstreckung mit 20—25 m noch nicht erschöpft. Diese Grube, durch Saumpfad mit dem Tal verbunden, gilt als älteste Chromerzgrube Cyperns. Ein zweites Vorkommen, Khandaras, zirka SH 1500 m, einige 100 m Luftlinie NO der Hauptgrube, in wilder Felslandschaft, liegt bereits in der östlich der Hauptgrube durch-

streichenden Zone von Pyroxenperidotit, nur von beschränkter Dunithülle begleitet. Bei Khandaras-Süd handelt es sich um plattenförmig gelagertes Sprenkelerz, Khandaras-Nord ist ein Derberz-Schlierengang von einigen Dezimetern Stärke, mit fallweisem Übergang zu Leopardierz. Die Gruben haben bereits einige 100 t Ausbeute hinter sich und werden wohl in naher Zukunft in das weitere Erschließungsprogramm, von der Hauptgrube aus, einbezogen werden.

Unbekannt in ihrer wirtschaftlichen Aussicht sind noch Chromerz-vorkommen in der Hauptdunitzone südlich des Troodoskammes, nächst der Lokalität Beli tou Muni, SH 1600 m, im Bereich stärkerer magmatischer Gesteinsdifferentiation! (Abb. 1.)



Abb. 6: Der Tagbau der Amiantos-Asbest-Mines in der Pyroxenperidotitzone des Troodoshauptkammes Südabfall, SH um 1500 m.

Eine Gruppe kleinerer Vorkommen besteht zirka SH 1700 m in Pyroxenperidotit am Südhang des Troodoskammes; es handelt sich z. T. um schlierengangartige Vorkommen von reichem Sprenkelerz bis Derberz bei Mächtigkeiten um 1·0 m und beschränkten Teufen. Zumeist besteht eine dünne Dunithaut um Erz. Eine besondere Regelmäßigkeit in Beziehung zum großmagmatischen Bau scheint nicht vorhanden zu sein. Gesamtausbeute aus den heute verlassenen Gruben etwa einige 1000 t.

Im östlichen Abschnitt des Pyroxenperidotitareals des Troodos, dort wo der Hauptkamm des Troodos bereits auf etwa 1700 m SH plateauartig erniedrigt erscheint und weiter östlich in Annäherung an den Gabbrokontakt die breite Asbestisierungszone des Pyroxenperidotits (Amiantos-Asbesttagbau, Photo. Abb. 6) beginnt, steht die kleine Thamsas-Chromerzgrube in Ausbeute, bemerkenswert durch hohe Qualität des Erzes (großer Anteil Derberz bis 48% Cr₂O₃). Ein obertags stark gewelltes Sprenkelerzlager geht nach der Tiefe in einen Schlierengang von Derberz über, der, von Dunit nur dünn ummantelt, in Pyroxenperidotit absteigt. Südlich dieses Vorkommens breitet sich annähernd eingeschichtet der magmatischen Streichrichtung N—S eine mächtige Dunitlinse aus, in der das heute still-

gelegte Chrombergwerk Makria Kondaka umging: hier sind es Schlierenplatten mit fallweisem Übergang zu Leopardergz, steil SW fallend.

Östlich des Thamsasvorkommens sind auf einer Plateau-Abdachung SH 1550 *m* die Chromerz-Ausbisse des Paschalivadi-Tälchens verstreut: hier machen sich die bereits erwähnten, aus NW herstreichenden Störungen des Karyotis-Tälchens bemerkbar. Es bestehen kleinere Ausbisse ohne Tiefgang in z. T. stark zerrüttetem Nebengestein, Pyroxenperidotit, sowie sekundäre Mineralisationen als Anzeichen stärkerer Metamorphose an Nebengestein und Erz (Chromchlorit, Chromgranat, Smaragdite, Kalkspatiationen u. a.).

Dieser Übersicht über die eigentlichen Troodos-Chromerz-Vorkommen seien Bemerkungen über die Vorkommen im Kakomalis-Distrikt NO von Limassol angefügt, wo aus der Diabasumrahmung ein zweites größeres Peridotitareal herauslugt (Abb. 1). An der NW-Ecke dieses Areals ist tektonische Begrenzung des Peridotits (in der Hauptsache Pyroxenperidotit mit kleinen Dunitinseln) in klarer Weise gegenüber Diabas erschlossen. Ein geordneter Innenbau der ultrabasischen Masse läßt sich in diesem Abschnitt nicht erkennen; Gabbrodurchbrüche sind verbreitet. In einer Zone tektonisch verschieferten Serpentins an der Grenze zu Diabas liegt knapp nördlich der Lok. Foresthouse (920 *m* SH) die zerschollte Lagerstätte „Phones“ (1954: 50 *t* Produktion). Entlang der Serpentinegrenze gegen Ost sind eine Anzahl weiterer Kleinstvorkommen, z. T. in stark verschiefertem Pyroxenperidotit, angeordnet. Ein über 1000 *m* SH hoher Peridotit-rücken trennt die nördliche Vorkommenreihe von der südlichen, der eigentlichen Kakomalisgrube „Angouilla“ (SH 700 *m*). Die einstigen Bergbaueanlagen und die Aufbereitung sind heute verfallen. Nach Ausblößen zu schließen, hatte es sich um einen langgestreckten Erzkörper gehandelt von Reicherz in einer schiefrigen Zone von reichlich Pyroxen führendem Peridotit, das Lager 340°/40°—60° fallend, 1—2 *m* stark und über 10 *m* Streichlänge. Bemerkenswert sind Uwarowitharnische an Derberz. Der Unterbau liegt in 700 *m* SH, die verlassenen Tagbaue 100 *m* höher. Auch in dem SW-Abschnitt des Kakomalisdistriktes ist Gabbro-Durchdringung häufig.

Petrographische Bemerkungen im allgemeinen: U. d. M. In der Regel befinden sich sowohl im Pyroxenperidotit als auch im Dunit noch reichlich unserpentinisierte Olivinreste. Dort wo ausnahmsweise z. B. am Troodosgipfel die Serpentinisierung — Chrysotilbildung — das Olivingestein völlig überwältigt hat, sind auch enthaltene Pyroxene bastitisiert. Der Pyroxenperidotit enthält meist neben rhombischen auch monoklinen Pyroxen, seltener Hornblende, z. T. mit Pyroxenresten. Ein im Lagenbau erfolgter Einschub eines zähen nephritartigen Ganggesteins in der Hauptdunitzone des Westhanges vom Troodosgipfel erweist sich u. d. M. als Hornblendefilz mit zerschlossenem Korngefüge, nebst Chlorit, Epidot, Titanit, basischem Feldspat. Das anscheinend metamorphe Gefüge besteht inmitten sonst ruhiger Lagerungsverhältnisse. Wahrscheinlich liegt ein autometamorph veränderter feinkörniger Gabbro vor. In der Hauptdunitzone W des Troodosgipfels ist etwa noch ein Viertel des Olivinbestandes unserpentinisiert, mit vereinzelt eingestreuten rhombischen Pyroxenen. Pyroxenite sind vielfach diallagitisch.

Im Kakomalisdistrikt ist vorwiegend diallagreicher Peridotit vorherrschend, mit vereinzelt rhombischem Pyroxen und Hornblende.

Der Gabbro ist vorwiegend Diallaggabbro mit basischem Feldspat (bis 80% An), während der Diabas wesentlich saureren Feldspat birgt, nebst einer stark eigenfärbigen grün-gelblichen Hornblende, Epidot, Chlorit, Titanit, Erz. — Prehnitgängen, Epidositgängen in Gabbro.

Im Anschliff zeigen die Chromite des Troodos meist eine starke Zertrümmerung des Kornes, doch ist die ursprünglich richtungslos körnige Struktur des massigen derben

Erzes durch die wechselnde Reflexionsstärke der einzelnen Erzkörner noch gut kenntlich. Metamorphosevorgänge im Sinne einer Eisenanreicherung bzw. Eisenauswanderung, Opakwerden des Chromits an den Rändern im Dünnschliff, höheres Reflexionsvermögen an den Rändern im Anschliff, gehören hier nicht zur Regel, sind zumindest nur schwach entwickelt. Das Derberz von Kakomalis zeigt i. A. verbreitet Einstreuung von Magnetitkörnern, die, härter und reflexionsstärker als Chromit, aus diesem mit Relief herausragen. Sprenkelerz der Troodosmine setzt sich aus einheitlich orientierten, stark korrodierten Erzkörnern zusammen.

Dort, wo im derbem Chromit augenartig gesammelte Chromitkörner hervorstechen, erweisen sich diese etwa höherreflektierend (Fe-reicher?). Groblättriges Derberz von Troodos-Pingos zeigt augenartig fast einschlußfreie größere Chromitkörner in einer Grundmasse von porigem, schwächer reflektierendem Chromit. Das Derberz von Paschali-vadi, blättrig, ist stark zerdrückt, von mylonitischen Erzstreifen durchzogen.

Von der bereits erwähnten Halbinsel Akamas im Nordwesten von Cypern sind Chromerzfundamente von Bedeutung nicht bekannt¹⁾ geworden, auch nicht von den tektonisch eingezwängten Serpentinshollen der Nordkette.

Das Profil von Bishopp (Lit. 9, wiedergegeben in Abb. 3) zeigt südlich Nicosia im Mt. Xilias noch einmal das Hervorlugen des ultrabasischen Kernbestandes, wie am Troodos, unter der Diabashülle. Hier wäre schon der Ostrand der geschlossenen Ausbreitung des basisch-ultrabasischen Areals erreicht.

Knapp Ost von Limassol, an der Küste, soll ein Bohrloch in 1230 m Tiefe Serpentin-erbohrt haben, damit die weite Erstreckung der Serpentin-vorkommen nach Süden, unter tertiärer Bedeckung, ob in Schollen oder in Zusammenhang mit der Troodosmasse?, anzeigend.

Zusammenfassend sei aus den Beobachtungen über den Innenbau der ultrabasischen Massen des Troodos und ihrer Chromerzfürungen noch die Übereinstimmung mit den von Bishopp festgestellten N—S-Baustrukturen der Diabaslavendecken zumindest an der Hauptdunitzone mit Chromerzführung westlich des Troodosgipfels hervorgehoben. Der innerperidotitische Lagenbau mit N—S-Achse setzt sich allerdings nicht mehr in den Ring der Gabbro-Entfaltung des Troodos fort, wo zwar neben massiger Ausbildung verbreitet auch Bändergabbro-Ausbildung auftritt, die aber ganz unabhängig von den Peridotit-Lagenbaugesetzlichkeiten erfolgt. Leider stehen mir von der Halbinsel Akamas keine Beobachtungen zur Verfügung, ob das dortige Grenzkristallin, wie nach Balkanerfahrungen zu erwarten stünde, ebenfalls der Peridotit-Lagenstruktur zugeordnet erscheint, oder etwa auch schon im Streichverlauf von der Tekirschenke her beeinflußt wäre.

Der vormesozoische, vortaurische Bau von Diabas und Peridotit auf Cypern würde gutes Übereinstimmen bedeuten mit den Erfahrungen, die ich in Kleinasien und auch auf der Balkanhalbinsel gewinnen konnte: variszisches, wahrscheinlich endvariszisches Alter, jedenfalls vormesozoischer Bestand der basisch-ultrabasischen Massen, einschließlich Gabbro.

Der junge, Endkreide-Frühtertiär hochgebrochene Vulkanismus des erreichen Dazit-Andesit-Ringes um den Troodos, mit seiner Magmaquelle den Troodos wahrscheinlich untergreifend, trennt damit heute die Peridotite vom unmittelbarem Zusammenhang mit ihrer simatischen Nährquelle.

Die spurenhafte fallweise Cu-Erzführung an Spalten des Gabbro, z. B. an der Straße Prodomos-Platres, könnte somit die Cu-Führung wie der

¹⁾ Zufolge Lit. 12, S. 9, besteht ein Chromitvorkommen nächst Neokhorio.

übrige Cu-Reichtum der Insel aus der Jungvulkanitzone, den Gabbro untergreifend, bezogen haben, müßte also nicht als gabbroeigen angesehen werden.

Dasselbe gälte wahrscheinlich auch für die im Diabas bekannt gewordenen Cu-Erzführungen.

Die Auffassung eines möglicherweise weltweiten vormesozoischen Bestandes der großen Peridotitareale der Erde, für die ich in meiner Serpentin-Chromerzgeologie 1951/52 glaubte eintreten zu müssen, scheint (briefliche Mitteilung des bekannten amerikanischen Serpentineologen H. H. Hess, 1956) erschüttert durch den Nachweis seitens D. MacKenzie (in Druck, Schriften des Int. Geol. Kongreß 1956, Mexiko) von kontakt-metamorpher Veränderung der Mittelkreidesteine gegenüber Dunit auf Venezuela. Die Stellung der amphibolitischen Gesteine daselbst — Grenz-amphibolit? —, den Ausschluß eines tektonischen Kontaktes gegenüber Kreide, kann ich aus der brieflichen Mitteilung allerdings nicht entnehmen.

Jedenfalls scheint die Altersstellung der Peridotite innerhalb des kretazisch-tertiären Falteingürtels der Erde als Problem noch nicht aus der Welt geschafft und auch für Balkanhalbinsel-Kleinasien ist immer wieder eine gewissenhafte Indizienprüfung an den Peridotit-Kontakten erforderlich, bevor in dem Hafensicherer Alterserkennnis der Peridotitintrusionen gerastet werden darf.

W. E. Petrascheck (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, 1955) sieht nur für einen Teil der balkanischen Peridotitkomplexe vormesozoisches Alter für gesichert an und läßt für einen restlichen Teil weiterhin mesozoisches Alter gelten. J. Papastamatiou (Annales Géol. des Pays Hélieniques Athen, 1945) sieht in Mineralneubildungen der Kalkeinschlüsse in Serpentin (Diopsid, Vesuvian) von Kumi in Süd-Euböa durch Kontakt-metamorphose seitens des Peridotits veränderten mesozoischen Kalk, ähnlich Aronis für Mineralisationen in Kalkeinschlüssen des Serpentins von Ermioni im Peleponnes. Für den mittleren Serpentinegürtel von Euböa hatte ich seinerzeit Berührung mit Kristallinschollen nachgewiesen, die sich zwischen Serpentin und Kreidekalk des Mt. Candili einschoben.

Es sei noch kurz hingewiesen auf die in jüngster Zeit für die Entstehung der Peridotitgesteine in Anspruch genommene metasomatische Bildungsweise, metasomatische Überwältigung älterer Gesteinsbestände, etwa kristalliner Schiefer und Kalke, durch ultramafische Lösungs- und Verdrängungsvorgänge, den Granitisationen vergleichbar (R. Perrin und M. Roubault für alpine und algerische Serpentine, J. Avias für Neucaledonien, S. van Biljou für den Bushveld Igneous Complex in Südafrika, H. Sörensen für grönländische Peridotite; siehe Sammelband „Colloques Internationaux“ der Internationalen Petrographentagung Nancy 1955, mit reichlichen Literaturangaben). Ni- und Co-Erzführung — nicht aber Chromerzansammlungen — werden in diese Deutungsversuche der Herkunft peridotitischer Gesteine einbezogen.

Für Cypern und wohl auch für Kleinasien und Balkanhalbinsel überwiegen aber meines Erachtens doch die magmatischen Phänomene, Schmelzfluß-Gehaben von Gestein und von den darin eingeschlossenen Chromitansammlungen, wenngleich für Platznahme, Verhalten der Peridotitgesteine als magmatische Körper, fragliche Kontaktmetamorphose usw. noch viele Fragen Antwort heischen. Schon allein Bestand und Art des Auftretens der Chromitlagerstätten ist mit metasomatischen Vorgängen nicht gut vereinbar. Auch fehlen konservierte präperidotitische Strukturen

in zweifelsfreier Deutung als solche. Zu vergleichbaren Phänomenen unbestritten magmatischer Erz- und Gesteins-Bildung wird hingegen in natürlicher Weise Anschluß gefunden. Beschränktes metasomatisches Verdrängen von Peridotit durch Gabbrosubstanz, durch mafische Lösungen, ist allerdings auch für Cypern belegt, für engbegrenzte Kontaktbereiche Peridotit zu Gabbro daselbst, wie ja auch vom Balkan mehrfach Gabbro komagmatisch mit Peridotit beschrieben wurde. Doch gestatten solche Einzelphänomene meines Erachtens nicht, etwa den ganzen Zyklus der ultrabasischen Gesteine in Bausch und Bogen aus dem Kreis der echt magmatischen Gesteine zu verdammen.

Hinweis auf Schrifttum

1. Bergeat, A.: Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. Tsch. Min. Petr. Mitt., *XII*, p. 203, 1892.
2. Bellamy, C. V.: Geologische Karte von Cypern. 1:348.480. 1905.
3. Zdarsky, A.: Die Eruptivgesteine des Troodosgebirges auf der Insel Cypern und seine Asbestlagerstätten. Z. f. pr. G., 1910.
4. Kober, L.: Geologische Forschungen in Vorderasien. Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *91*, Wien 1915.
5. Renz, C.: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. Praktika Akad. Athen, 1929.
6. Seidlitz von, W.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
7. Henckmann: Geologie und Lagerstätten der Insel Cypern. Z. f. pr. G., 1941.
8. Henson, S., Vermon, R., McGinty J.: A Synopsis of the Stratigraphy and Geological History of Cyprus. Qu. Jl. Geol. Soc. London, Nr. 417, Bd. *105*, 1949.
9. Bishopp, D. W.: Some new features of the Geology of Cyprus. I. G. C. Alger, Fasz. *XVII*, Section *XV*, 1952.
10. Hiessleitner, G.: Neue Beiträge zur Geologie Chromerz führender Peridotit-Serpentine des Südanatolischen Taurus. M. T. A. Ankara 1955.
11. Schmidt, W. F.: Zypern, Bergbauinsel einst und heute. Umschau, 56. Jahrg., 8. H., 1956.
12. Cyperns Geol. Literatur bis 1918 im Handbuch der Regionalen Geologie, A. Philippson, Kleinasien, Heidelberg 1918, S. 175.
13. Ingham, F. T.: Annual Report of the Geological Survey Department Nicosia 1955, mit Aufnahmen des Troodosgebietes von R. A. M. Wilson. — Mit ausführlichem Literaturverzeichnis.