

Beiträge zur Geologie und Lagerstättenkunde der Merdita in Albanien.

Von Wilhelm Hammer.

(Mit drei Figuren im Text.)

Einleitung.

Während der ersten drei Monate des Jahres 1917 unternahmen Dr. Otto Ampferer und Dr. Wilh. Hammer eine Reise im nördlichen Albanien, um die Schwefelkieslagerstätten in der Merdita, von denen zuerst Baron Nopcsa, später Dr. H. Vettiers Kunde gebracht hatten, einer genauen Untersuchung zu unterziehen, von deren Ergebnis hier einiges mitgeteilt werden soll. Entsprechend der besonderen Aufgabe konnten eingehendere geologische Beobachtungen nur in dem erzführenden Gebiete gemacht werden, doch bot die Hin- und Rückreise Gelegenheit, auch einige weiterausgreifende Einblicke in die Geologie dieses Teiles von Albanien zu gewinnen. Der Anmarsch erfolgte von Alessio über Čafa Krest—Ungrei—Simoni—Bliništi nach Oroši, die Rückreise von Kalivari über Puka und Gömsice—Vau Denis nach Skutari.

Die mitgebrachten Proben der Eruptivgesteine übernahm Professor Franz Schubert zur Bearbeitung und wird darüber in einem III. Beitrage berichten.

I. Geologischer Teil.

Die Schwefelkieslagerstätten der Merdita kommen im Gebirgsstocke der Munella, an ihren südlichen und westlichen Seitenkämmen zutage und erstrecken sich, soweit ihre Verbreitung bis jetzt untersucht wurde, vom Tal des Fani Vogel im Süden bis zum Tal von Kodrakeče im Norden.

Baron F. Nopcsa¹⁾ unterscheidet im Gebirgsland des nördlichen Albanien drei tektonisch und stratigraphisch cha-

¹⁾ F. B. Nopcsa, Zur Stratigraphie und Tektonik des Vilajets Scutari in Nordalbanien, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1911, S. 229 u. ff. — F. B. Nopcsa, Begleitworte zur geolog. Karte von Nordalbanien, Rascien und Ostmontenegro. Földtani Közlöny, Bd. XLVI, Budapest 1916, S. 301 u. ff. — F. B. Nopcsa und M. Reinhard, Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Scutari in Nordalbanien, Anuarul inst. geologie al Romaniei, V. Bd., 1911, fasc. 1a, Bukarest 1912 bis 1914, S. 1 u. ff.

rakterisierte Einheiten: die nordalbanische Tafel, mit einer Schichtfolge vom Karbon bis Eozän, wobei Eruptiva in der Trias nur durch Tuffite vertreten sind und die Kreideformation lückenlos in kalkiger Ausbildung entwickelt ist; sie bildet eine große, flachliegende Tafel, welche im Süden aufgeschoben ist auf die zweite Einheit: das Faltungsgebiet des Cukali, welches den älteren Schichten der nordalbanischen Tafel sehr nahesteht, auch mit geringer Beteiligung von eruptivem Material an der Trias, während in den jüngeren Schichten die Entwicklung abweicht; intensive Faltung ist sein tektonisches Kennzeichen. Das dritte Element endlich ist die Merdita, ausgezeichnet durch die überwältigende Entfaltung der Eruptiva. Die tieferen sedimentären Schichten sind nur fragmentarisch bekannt, über den Eruptivgesteinen transgrediert unmittelbar die Kreide, welche den oberen Teil des Munella-rückens einnimmt und die Höhen südlich des Fani vogel (Mali Šejnt u. a.).

Die Eruptivmassen der Merdita lassen sich deutlich in zwei Gruppen einteilen: einerseits Gabbro und Peridotitserpentin und verwandte Gesteinsarten, als intrusiv erstarrte Tiefengesteine basischen Charakters, andererseits mächtige Folgen von Ergußgesteinen, unter denen sowohl basische Glieder wie Diabase und Porphyrite als auch saurere Gesteine durch Quarzporphyre und verwandte Typen vertreten sind, sowie sich auch Ablagerungen tuffiger Natur damit verbinden.

A. Gabbro-Peridotitgruppe.

Eine Peridotit-, beziehungsweise Serpentin- und Gabbromasse von gewaltiger Ausdehnung und Mächtigkeit — Längenausdehnung mindestens 40 bis 50 km bei einer Breite von mindestens 10 km — nimmt den ganzen westlichen Teil der Merdita ein: sie breitet sich westlich des großen Fani vom Krabi im Norden über die Bješka Kušnenit bis Ungrei und Čafa Krest und zum Unterlauf des Fani aus. Eine zweite kleinere, vorwiegend aus Gabbro bestehende Masse entfaltet sich bei Oroši und südwestlich davon. Gegen NO setzt das Massiv des Krabi sich über den Drin fort und breitet sich

in dem neuerdings von F. v. Kerner²⁾ untersuchten Gebiet zwischen Valbona und Diakova aus. Damit ergibt sich der Anschluß an die Zone der Serpentinstöcke bei Mitroviza und Novibazar und weiterhin an die serbisch-bosnische Serpentinzone. Wie ja schon von verschiedenen Seiten dargelegt wurde, erstreckt sich diese Zone der Serpentine von Kroatien im Norden über Bosnien, Serbien, Albanien bis nach Griechenland und findet auch über die Ägäischen Inseln ihre Weiterleitung bis zu den durch Serpentinmassive bezeichneten Gebieten des südwestlichen Kleinasien.

Die Serpentine und damit verbundenen Eruptiva werden in Albanien von Nopcsa für jurassisch erklärt; die gleiche Alterseinreihung vertritt Katzer³⁾ für die bosnischen Serpentine, Koßmat⁴⁾ ebenso für jene von Rascien. Ein noch jüngeres Alter hat Hilber⁵⁾ bei den nordgriechischen Serpentinien durch den genetischen Verband derselben mit Eozän-schichten festgestellt und aus gleichem Grunde nimmt G. von Bukowski⁶⁾ für jene der Insel Rhodus eozänes Alter an. Andererseits hat Kišpatié⁷⁾ die bosnischen Serpentine für archaisch erklärt, allerdings auf Grund einer nicht beweisenden Argumentation; De Launay⁸⁾ beschreibt von Mytilene Serpentine der „Primärformation“, welche in einer Folge von Glimmerschiefern mit Marmor eingeschlossen und durch amphibolitische Zwischenglieder damit verknüpft sind.

Vergleicht man die Beschreibungen der verschiedenen Serpentine, so ergibt sich gleich der Unterschied, daß ein

²⁾ Vorläufiger Bericht im Akadem. Anzeiger d. Akad. d. Wiss. in Wien 1916, Nr. 25. — Geologische Beschreibung des Valbonatales in Nordost-Albanien, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 95. Bd., Wien 1918, S. 315 u. ff.

³⁾ Katzer, Über den heutigen Stand der geologischen Kenntnis Bosniens und der Herzegowina, Comptes rendu des int. Geolog.-Kongr. in Wien 1903, S. 332.

⁴⁾ Koßmat, Sitzungsber. d. Sächs. Ges. d. Wiss. 1917.

⁵⁾ Hilber, Geologische Reise in Nordgriechenland, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien 1896, S. 501.

⁶⁾ G. v. Bukowski, Geologische Übersichtskarte der Insel Rhodus, Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1898, S. 517.

⁷⁾ Kišpatié, Die kristallinen Gesteine der bosnischen Serpentinzone, Wiss. Mitt. aus Bosnien u. H., VII. Bd., 1900, S. 377 u. ff.

⁸⁾ L. de Launay, Etudes géologiques de la mere Egée. La géologie des îles de Metelin ec., Annales de mines. Paris, serie 9, 13. Bd., 1898, S. 157.

Teil derselben begleitet und durch Übergangsformen verbunden ist mit Amphiboliten, Hornblende- und Chloritschiefern und daß der Serpentin selbst zum Teil als Serpentin-schiefer, Amphibolserpentin-schiefer und dergleichen bezeichnet wird; es sind also der Serpentin und die begleitenden basischen Gesteine kristalline Schiefer geworden. Die anderen Serpentin-vorkommen dagegen bestehen nur aus Peridotit (Lherzolith, Dunit usw.), Gabbro und Diabas in unverändertem Zustand, ausgenommen die Serpentinisierung. Dieser Unterschied der Metamorphose spricht dafür, daß tatsächlich die Serpentine wenigstens zwei verschiedenen Altersstufen angehören, auch wenn man die Glimmerschiefer usw. von Griechenland und den Ägäischen Inseln nicht gerade als archaisch anerkennen will.

Es werden auch von L. de Launay und von G. v. Bukowski⁹⁾ zweierlei Serpentine unterschieden, solche der „Primärformation“ und solche aus der Kreide und dem Alttertiär, beziehungsweise vor- und nachkretazische.

Die Untersuchung des Serpentinmassiv des Zlatibor (Serbien) durch Ampferer und Hammer¹⁰⁾ ergab für dieses auch aus stratigraphisch-tektonischen Überlegungen ein paläozoisches Alter, wogegen für den Serpentin des Ibartaales bei Ušće-Studenica ein jüngerer Alter sich als wahrscheinlicher ergab.

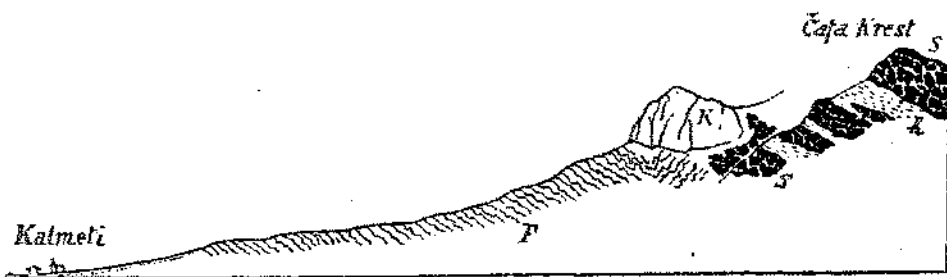


Fig. 1. F Flysch, S Serpentin und Gabbro, h Hornsteinschiefer etc.
K Triaskalk (?).

⁹⁾ G. v. Bukowski, Neue Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie von Kleinasien, Comptes rendu d. IX. int. Geolog.-Kongr. in Wien 1903, S. 393.

¹⁰⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 126. Bd., S. 679, Wien 1917. Ein Bericht über die Bereisung des Ibargebietes befindet sich im Druck (Sitzungsber. 1918).

Bei unserer Reise in die Merdita wurde keinen entscheidenden Stellen für eine Altersbestimmung des dortigen Serpentin begegnet.

Der Aufstieg von Kalmeti (NO von Alessio) auf die Č. Krešt gibt ein schönes Profil (Fig. 1) durch den Westrand der Serpentinmasse; die Grenze liegt hier aber in einer Störungszone und ist daher das gegenseitige Altersverhältnis der Schichten nicht aufschlußgebend. Längs dem Gebirgsrand streicht hier eine Schubfläche aus, an welcher der Serpentin auf die Schichten der Küstenzone gegen Westen aufgeschoben ist. Man durchschreitet am Beginn des Anstieges eine Zone von Flyschgesteinen (Sandsteine und sandige Schiefer, darunter Lagen mit Pflanzenspreu usw.), welche unter lebhafter Fältelung bergewärts fallen; im oberen Teil wechselt aber das Fallen, so daß eine muldenartige Zusammenbiegung den oberen Rand einnimmt. Daran stoßt dann direkt der Serpentin (diagonalhältig). An der Grenze ist südlich des Weges eine mächtige Kalkscholle (Trias?) eingekeilt, welche einen Felskopf am Abhang des M. Kalmetit bildet. Von hier an aufwärts bis zur Höhe des Joches, welches ganz im Serpentin liegt, folgt eine bergewärts fallende Schichtreihe von roten und grünen Hornsteinen (Jaspisschiefer), Sandsteinen und dunkelroten und violetten Mergeln, in welche mehrere große Linsen von Gabbro (mit leukokraten und melanokraten Schlieren) und Serpentin eingeschlossen sind.

Der Weg vom Joch nach Ungrej führt zunächst längere Zeit über Serpentin, bis man bei Fregna wieder die Serie der roten Hornsteine trifft, welche man auch nördlich des Tales auf dem Serpentin ausgebreitet sieht. Auch unterhalb Ungrej und bis Kalori liegen sie noch über dem Serpentin. Unter den basischen Eruptiven tritt bei Ungrey wieder Gabbro stärker hervor; die von Norden kommenden Seitenbäche liefern viele Gerölle von Peridotit.

Von Kalori ostwärts liegt der Weg nach Simoni ganz im Bereich der Hornsteinserie, an der sich hier besonders grüne und rote Tuffite und Tuffe und auch Diabas beteiligt; letzterer zeigt bei Simoni stellenweise noch recht deutlich die Struktur einer Blocklava. Über die Čafa Valmerit wandert man beständig in dieser Gesteinsfolge mit starker Beteiligung diabasischer Ergüsse; jenseits der Brücke über den großen Fani-

fluß, bei Pštes, sind die Tuffe in großer Mächtigkeit besonders gut erhalten und in kahlen, rostroten und gelblichen Hängen aufgeschlossen. Die Lagerung ist fast stets eine flache, mit Gefälle gegen Osten.

Erst jenseits des Skal mas wird die Ausbreitung der Tuffserie abgeschnitten. Bei Špal und am Gehänge gegen Bliništi streicht eine Störungszone aus.

Auf der Höhe von Špal kommt Serpentin zutage und auf ihm sitzen kleine isolierte Klippen von lichtroten, weißadrigen, mehr weniger kristallinen Kalken, mit Crinoiden- und anderen Fossilresten. Tiefer unten am Gehänge stehen Tuffe und Hornsteinbänke an, welche intensiv gefältelt sind bei allgemeinem Ostfallen. Einzelne kleine Kalkklippen sitzen auch auf ihnen noch auf, nahe über dem Fanifluß.

Die heftige Faltung, die Kalkschollen und das Wiederauftauchen des Serpentin geben zusammen das Bild einer hier durchschneidenden Schubfläche, mit Aufwärtsbewegung des östlichen Teiles gegen Westen.

Die Schichtfolge bei Bliništi-Špal wurde bereits von Vettors¹¹⁾ geschildert und Nopcsa berichtet nun 1916 über diese Kalke als „ammonitenführenden roten Werfener Kalk derselben Beschaffenheit wie bei Këira“ (l. c. S. 303, Anmerkung), an welch' letzterer Ortschaft Nopcsa eine Ammonitenfauna vom Alter der Werfener Schichten entdeckt hat.

Weder an diesem Profil noch an jenem von Kalmeti läßt sich also ein sicherer Schluß auf die Altersverhältnisse des Serpentin ziehen.

Über der Schubfläche von Bliništi baut sich dann gegen Osten, immer weiter noch mit Ostfallen, jene Gesteinsfolge auf, in welcher die Erzlagerstätten liegen und über welche weiter unten des Näheren berichtet wird.

Ein zweites Profil, an welchem wir die Serpentinergrenze kreuzten, ist jenes bei Kalivari, im Tal des großen Fani.

Der östliche Rand der Serpentinmasse läuft hier dem großen Fani entlang, den Krümmungen des Tallaufes zufolge bald am rechten, bald am linken Ufer. Wir untersuchten sie an den Hängen bei Kodra Kmol (zwischen Džezani und Gojani, gegenüber der Mündung des Tales von Kalivari). Die

¹¹⁾ Vettors, Geologie des nördlichen Albanien, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., 80. Bd., 1906, S. 228.

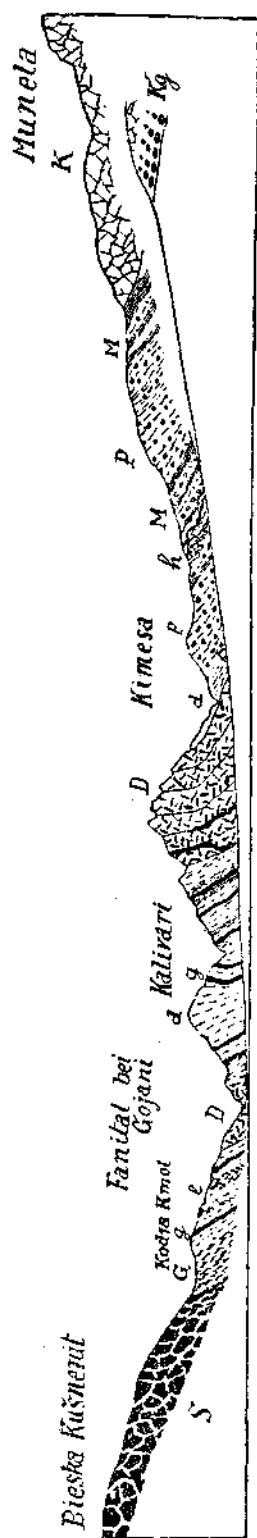


Fig. 2. S Serpentin, G Gabber, D Diorit (Nadeliorit), d feinkörnige Diorite, M Melaphyre und Tuffe, P Porphyrite, g Diabasische Gänge, e Eruptivbreccie, h Hornsteinschiefer, K Kreidekalke, Kg Konglomerat der Kreide.

Hänge des Fanitales sind auf beiden Seiten bis zu beträchtlicher Höhe hinauf kahl und lassen die Gesteinszüge mit ihren hell-bunten Farben auf weithin überblicken. Die Serpentinegrenze liegt oberhalb Kodra Kmot, bei Kodra Malizi, gegen Norden zu tritt sie oberhalb Gojani auf das östliche Ufer über, ebenso im Süden unterhalb Džezani. Die Grenzfläche fällt steil gegen das Tal ab, wie man auch talaufwärts bei Skoza den Serpentin steil unter die östliche Gesteinsfolge einfallen sieht. Dagegen beschreibt Nopcsa zwischen Džezani und Rasi, daß der Serpentin mit westlichem Fallwinkel dort dreimal mit „triaschem Eruptivgestein“ wechsellagere.

Der Peridotit der Biješka Kušnerit ist am Rande bis Kodra Malizi stark serpentinisiert unter Abscheidung von Opalüberzügen und magnesitischen Adern, und von einem Netz von Harnischflächen durchflochten. Er entspricht seiner Beschaffenheit nach Nopcsas „Glasiem Serpentin“. Einzelne Partien von sehr großstrahligem Diabasfels sind an diesem Gehänge auch zu sehen, weiteren solchen begegnet man am Weg nach Puka, zum Beispiel bei Repezak.

Die in sehr steiler Stellung an den Peridotit sich anschließende Schichtfolge des Profils von Kodra Kmot beginnt zunächst über dem Serpentin mit gabbroiden, ziemlich grobkörnigen Gesteinen, die oberflächlich ganz im Zerfall begriffen sind, ober- und unterhalb der Kapelle von Kodra Kmot herrschen feinkörnige Diorite. Wo das Gehänge sich steiler gegen den Fani absenkt, beobachtet man in ihnen mehrmals schöne

Eruptivbreccien, welche Trümmer eines dunkelgrünen, basischen Gesteins in einem weißlichen Zement zeigen. Sowohl in diesen Steilhängen, als oberhalb Kodra Kmol brechen mehrere Gänge von diabasischem Habitus durch, welche sich durch ihre dunkel-rostbraune Farbe auffällig aus den lichten gelben oder grünlichen Verwitterungshängen der Diorite herausheben. Die untersten Felsen bei der Brücke über den Fani maz bestehen aus einem festen, frischen Diorit mit großen Hornblendenadeln. Dasselbe Gestein bildet auch am linken Ufer den Felsriegel zwischen dem Fani und dem Bach von Kalivari.

Im Tal von Kalivari betritt man wieder den Bereich der großen Effusivfolge, welche sich in voller Breite gegen Süden ins Tal des Fani vogel bei Spači-Bliništi fortsetzt. In der Gegend von Kalivari sind aber auch noch einzelne Aufbrüche der basischen Tiefengesteine innerhalb der Ergußmassen erschlossen: kleine Massen von Gabbro stehen im Tal von Mesuli und in dem zur Čafa Helmit führenden Seitentälchen an.

B. Schichtreihe der Ergußgesteine.

Vom Tal des Fani maz bis zur Kreidekappe der Munella, und von Bliništi bis Strungai am Oberlauf des kleinen Fani, sowie in den zwischen beiden Profilen liegenden Bergkämmen trafen wir durchgehends die Ergußgesteine und deren Tuffe.

Bei der Untersuchung im Felde ergibt sich schon, daß der größere Teil derselben feinkörnige Diorite und ebenfalls feinkörnige bis dichte Porphyrite sind. Häufig begegnet man auch Quarzporphyren und Quarzporphyriten, kenntlich durch die aus der dichten Grundmasse hervortretenden kleinen Quarzeinsprenglinge.

Neben diesen mehr sauren Gesteinen kommen dann Zonen dichter, dunkelgrünlicher Gesteine von diabasischem Habitus, beziehungsweise Melaphyre vor, welche sehr häufig Mandelsteinstruktur besitzen und mit tuffigen Bänken vergesellschaftet sind.

Betreffs der näheren petrographischen Bestimmung der infolge ihrer meistens sehr feinkörnigen bis dichten Struktur makroskopisch schwer bestimmbar Gesteine muß auf die diesbezüglichen Untersuchungen Professor Schuberts verwiesen werden.

In dem von uns eingehend studierten Tal der Sefta Plakses und den östlich anschließenden Bergrücken kann man folgende Verteilung der Gesteinstypen im großen wahrnehmen:

In der Taltiefe beiderseits der Sefta Plakses streicht eine breite Zone von porphyritischen und dioritischen, quarzporphyrischen und felsophyrischen Gesteinen aus. Darüber folgt in mittlerer Höhe des linken Gehänges eine Region mit vorherrschend basischen, dunklen Ergußsteinen, unter denen besonders zahlreiche Lager von Melaphyrmandelsteinen auffallen, begleitet von mächtigen Tufflagen. Über ihnen wird der Kamm zwischen Sefta Plakses und dem Tal von Strungai wieder von mächtig entfalteten Porphyriten und Quarzporphyren eingenommen.

Eine ähnliche Verteilung ist auch im Gebiete von Kimesa zu beobachten.

Ober den Häusern von Kimesa und am Weg nach Čafa Barit stehen feinkörnige dioritische und porphyritische Gesteine an, welche weiter aufwärts bald abgelöst werden von dunkleren diabasischen Bänken und Diabasporphyriten. Bei der Felshöhle oberhalb des letzten Hauses ist eine Absonderung in annähernd sechsseitige Säulen zu beobachten. Darüber entfaltet sich eine Zone mit Diabasmandelsteinen und Tuffen und diese wird wieder von einer den Steilaufschwung des Gehänges bildende Folge von vorwiegend dioritischen und porphyritischen Gesteinen überlagert bis zur Basis der Kreideauflagerung. Unmittelbar unter letzterer sind noch Tuffe und Melaphyrlager aufgeschlossen, wie überhaupt diese Zoneneinteilung eben nur in der Vorherrschaft der genannten Gesteinsarten sich ausdrückt, neben öfterem Wechsel mit untergeordneten Lagen der anderen.

In der großartigen Felsschlucht, welche von Kimesa nach Kalivari abwärts führt, ist unterhalb Kimesa zunächst eine sehr bedeutende Masse eines großkörnigen Diorites mit nadelförmigen großen Hornblenden — gleich wie der Diorit an der Fanibrücke ober Džezani — durchschnitten, dessen Bankung ebenso wie die Profilreihe ober Kimesa gegen Osten einfällt, anfangs flach, weiter talabwärts dann steil. Er bildet die hohen Wände im engsten Teil der Schlucht. Näher gegen Kalivari hin, wo das Gehänge wieder etwas sanfter wird — fallen steil unter den Diorit Diabase ein, begleitet von ein-

zelaen Tufflagen, manche davon mit eingeschlossenem Lapilli, im Umkreis von Kalivari und in dem Seitental zur Čafa Helmit herrschen aber feinkörnige Diorite, welche auch das Gehänge talauswärts bis zu dem oben genannten Felsriegel am linken Faniufer einnehmen.

Sowohl diese Gesteinsfolge, als auch der „Nadeldiorit“ der großen Schlucht (Vighianaschlucht) wird mehrfach von denselben diabasischen Gängen durchsetzt, welche oben von Kodra Kmol genannt wurden und auch hier als dunkel rotbraune Felsrippen aus den sonst hell gefärbten Kahlhängen auffällig sich abheben. Leider besitzen wir keine Probestücke davon, so daß über die Möglichkeit nichts entschieden werden kann, ob es nicht Ganggesteine aus der Gruppe der Odinite und Bostonite sind, wie solche von Reinhard an Handstücken aus der Gegend von Spači festgestellt wurden.

Inwieweit nun die dioritischen Massen ihrem Alter nach zur Effusivserie gehören oder jüngere Intrusionen sind, wäre eine Aufgabe weiterer Untersuchungen. Intrusionen der Peridotitgabbrogruppe in der Ergußgesteinsfolge liegen in dem oben genannten Gabbrovorkommen vor und es dürften wohl auch die „Nadeldiorite“ als jüngere, in der Tiefe erstarrte Nachschübe zu betrachten sein. Im Gebiete von Oroši ist bei Bulšare der Diorit auf das engste mit dem grobkörnigen Gabbro verbunden. Auch am Übergang von Plaksa nach Mušta begegnet man einem ähnlichen Dioritstock. Dagegen sind die feinkörnigen Diorite so eng mit den Ergußgesteinen verknüpft, daß eine Abtrennung schwer möglich sein dürfte und der Altersunterschied wohl auch ein relativ geringerer ist, also Förderungen derselben Intrusionsphase, welche unter den oberflächlich ergossenen Decken in der Tiefe als Tiefenfazies der Ergußgesteine sich verfestigten.

Als sicher jüngere Eindringlinge sind schließlich noch die Gänge von Diabas (?), Bostonit und Odinit anzuführen.

Wenn man das beständige Einfallen gegen Osten in Betracht zieht, so würde sich in dem Profil Bliništi-Strungai für die Ergußgesteinsfolge eine Mächtigkeit von 6 bis 7 km ergeben, was wohl an sich unwahrscheinlich ist. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür, daß die Schichtfolge durch Über-einanderschuppung parallel zu den Schichtbänken vervielfältigt ist.

Ein Anzeichen dieser Art bietet eine Sedimentzone, welche mitten in die Ergußfolge eingeschaltet ist. Am Rand der Terrasse von Spači stehen rote und grüne Hornsteine an, deren Kluffflächen mit Manganüberzügen dunkel gefärbt sind, sowie kieselig-tuffige Gesteinsbänke. Sie streichen gegen Norden durch das Gehänge fort nach Čersiz und bis nahe an Lamskon. Lagenweise ist ihr Mangangehalt ein sehr beträchtlicher, wie weiter unten bei den Manganerzen zu ersehen ist. Die Manganhornsteinschiefer begleiten die oben erwähnte Zone der Melaphyrmandelsteine und Tuffe und damit gleichzeitig eine Haupterzzone. In der gleichen Einordnung begegnet man auch im Erzrevier von Kimesa-Čafa Barit solchen Schieferen, welche hier auch mehrfach rote Jaspisknollen und Adern enthalten. (Für die übrigen Teile ist der Name Jaspisschiefer nicht zutreffend.) Auch bei Mušta streichen sie durch.

Dieser Schieferhorizont liegt bei Spači-Čersiz bedeutend flacher als die Bänke der Ergußgesteine und weicht auch im Streichen stark von ihnen ab (bei Čersiz zum Beispiel nahe OW streichend gegenüber dem sonst herrschenden NNO-Streichen). Im Zuge Kimesa-Čafa Barit sind sie intensiv gefältelt und verbogen im Gegensatz zu den viel ruhiger lagernden Ergußgesteinsbänken. Es ist anzunehmen, daß an dem Schieferhorizont die Schichtfolge in sich verschoben wurde.

Ein deutliches Anzeichen einer solchen Schubbewegung ist bei den Erzlagern von Ltitna (Tal von Strungai), zu sehen, wo im östlichsten Teilgraben eine glatte, ziemlich parallel mit dem allgemeinen Fallen geneigte Fläche durchschneidet, oberhalb welcher die hier teilweise dünnbankigen Porphyritlagen und Tuffe in heftige gegen Westen ansteigende Falten zusammengeschoben sind.

In der Schlucht der Sefta Plakses unterhalb Plaksa sind die Bänke der Porphyre usw. steil gestellt und bilden eine steilstehende Antiklinale. Talauswärts verschwindet dieselbe wieder in dem gleichförmig steil nach Osten fallenden Profil.

Auch oberhalb Plaksa sieht man eine plötzliche jähe Aufbiegung der Schichten als Rest einer an jene Antiklinale sich anschließenden starken Störung des isoklinalen Schichtbaues.

Quer zum Streichen verlaufende Verwerfungen kamen in unserem Arbeitsfeld, von ganz untergeordneten kleinen Brüchen abgesehen, nicht zur Beobachtung.

Aus dem Zusammenvorkommen der Hornsteinschiefer von Bliništi mit Werfener Kalk läßt sich schließen, daß sie wahrscheinlich auch der untersten Trias angehören; ob die Hornsteinschieferzone Spači-Čersiz und bei Kimesa eine tektonische Wiederholung dieser unteren „Jaspisschiefer“horizonte ist oder einem höheren, vielleicht bereits jurassischen Niveau solcher hornsteinreicher Schiefer, wie sie Nopcsa anderwärts beobachtet hat, gleichzustellen sind, dafür fehlen alle Anhaltspunkte. Nopcsa reiht die Effusivserie der Merdita in die Trias ein.

Jedenfalls ist die ganze große Schichtfolge der Ergußgesteine älter als Kreide, in deren Transgressionskonglomeraten die Diorite, Porphyrite usw. als Gerölle enthalten sind.

C. Kreideformation.

Wir betraten die Ablagerungen der Kreide nur an der Westseite der Munella und auch hier lag der größte Teil derselben, der Jahreszeit entsprechend, unter einer so tiefen Schneedecke, daß wir den eingehenden Beobachtungen Nopcsas in diesem Gebiete wenig Neues hinzufügen können.

Hingewiesen sei hier auf das Vorkommen von Kohle in den Kreideschichten. In der Nähe der Čafa Logut ober Mušta ist eine glänzend schwarze, muschlig brechende Kohle anstehend — die tiefe Schneebedeckung machte leider jede weitere Untersuchung aussichtslos. Eine Analyse derselben, ausgeführt im chemischen Laboratorium der Geologischen Reichsanstalt in Wien, ergab:

Kohlenstoff	76·01 ⁰ / ₀	Schwefel in der Asche	0·57
H	5·02 „	Gesamtschwefel	2·27
O+N	10·67 „		
S, verbrennlich	1·70 „		
H ₂ O	3·20 „		
Asche	3·40 „		
	<hr/>		
	100 — %		

Der Brennwert beträgt 7330 Kalorien.

Wenn auch die Ausdehnung des Vorkommens wahrscheinlich keine bedeutende ist, so kann sie doch vermöge ihrer besonders guten Beschaffenheit für den örtlichen Bedarf, im Falle einer Ausnützung der Erzlagerstätten, von Nutzen werden.

Aller Wahrscheinlichkeit nach auch aus den kretazischen Schichten stammt ein Bitumen, von welchem wir Stücke bei Bulšare trafen. Nahe über dem kleinen kupferkiesführenden Gang bei Bulšare (nahe Oroši) finden sich Reste einer uralten Schmelzstätte mit alten Topfscherben und mit zahlreichen Stücken eines dunkelbraunen, dichten, bituminösen Gesteins, welches, ins Herdfeuer gelegt, rasch und lebhaft aufflammt. Die Untersuchung im chemischen Laboratorium der Geologischen Reichsanstalt ergab bei Extraktion mit Tetrachlorkohlenstoff einen Gehalt von 41.75% Bitumen. Das Material dürfte zum Betrieb des Schmelzofens gedient haben und von den Hängen des Mali Šeynt herbeigeschafft worden sein.

Es mag erwähnt werden, daß auch in der transgredierenden Kreide im serbischen Teil der bosnisch-albanischen Serpentinzone derartige kleine Kohlenvorkommen beobachtet wurden.¹²⁾

Die Auflagerung der Kreide ist im allgemeinen eine vollkommen flache. Doch sind örtlich zum Beispiel südlich der Čafa Logut ober Mušta auch sehr steile Aufbiegungen größerer Teile zu sehen. Vielleicht daß dies hier mit Querstörungen zusammenhängt, deren Vorhandensein auch Nopcsa angibt. Auf diese Ursache ist vielleicht auch der plötzliche Wechsel der basalen Kreideschichten in den Munellagehängen ober Kimesa zurückzuführen, wo südlich der obersten Talrinnen die Konglomerate noch sehr mächtig entwickelt sind und mit ihren abwechslungsreichen Blöcken die Bachrinnen erfüllen, während nördlich des Tales, an dem gegen Kimesa abfallenden Rücken auf den Eruptivgesteinen unmittelbar lichte rote oder weiße, oft brecciöse Kalke (mit vielen Fossilresten) aufliegen und bis hoch hinauf anhalten. An den südlichen Einhängen des großen Taltrichters sieht man auch die Schichten in stark gestörter Lagerung.

II. Erzlagerstätten.

A. Form und Inhalt der Lagerstätte.

Hauptsächlich in der oben erwähnten Zone der Melaphyrmandelsteine, aber auch in anderen Teilen des geschil-

¹²⁾ Ampferer und Hammer, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 1917 (siehe oben).

dernten Profils der Ergußgesteine ist Schwefelkies in größeren Mengen abgesetzt.

Er durchdringt das Gestein in Adern und erfüllt es als Imprägnation.

Die Imprägnation breitet sich in linsenförmigen Räumen parallel zur Schichtung aus und ist meist sehr feinkörnig. Je dichter sie ist, um so feiner das Korn; bei lockerer Imprägnation entwickelt sich eher eine Ausformung in größeren Kriställchen. Die Linsen erreichen eine Ausdehnung von 1 km im Streichen, die Mächtigkeit dürfte kaum je über 100 m betragen.

Die Adern wechseln in ihrer Stärke von millimeterdünnen Äderchen bis zu Dezimeterbreite. Sie folgen vorwiegend den Querklüften, daneben aber auch den Schichtfugen, so daß sich bei mäßiger Stärke der Durchädern ein mehr oder weniger rechtwinkeliges Adernetz ergeben kann, wie dies zum Beispiel in Ltitna streckenweise deutlich ist. Bei lebhafterer Durchdringung entwickelt sich aber dann ein dichtes, allseitiges Netzwerk von Adern. Die umschlossenen Gesteinspartien sind dicht imprägniert. Im Hauptaufschluß von Čafa Barit wittern die umschlossenen Gesteinsteile in rundlichen Knollen heraus; das Bild des Ganzen ist dann das einer Breccie mit Kiesen als Zement. Die Imprägnation greift stets weit über die Breccienbildung hinaus. Eine scharfe Trennung zwischen Adern und Imprägnation besteht nicht, Übergänge leiten von einem zum anderen. Stellenweise kommt es zu nesterartigen Anhäufungen. Die größten dieser Art zeigt das Vorkommen von Meguš, wo Nester von derben Erzen mit quadratmetergroßem Anschnitt zutage liegen neben Adern bis zu mehreren Dezimetern Breite.

Die Breccien erreichen innerhalb der Vererzungslinsen eine maximale Ausbreitung von etwa 500 m im Streichen und bis zu 20 m Mächtigkeit. Bei einem Vorkommen ist die Ausdehnung im Fallen mit 350 m erschlossen.

Irgend eine zonare Anordnung fehlt den Adern. Sie sind in der Regel ganz von Pyrit eingenommen. Nur selten erscheint etwas Quarz als Gangart. Bei einem Vorkommen in Lamskon ist der Quarz in grauen bis violetten Kristallen zwischen die Pyritkristalle eingeklemmt, deren Kristallformen er sich anpaßt als später auskristallisierter Teil.

Reichlich in dem Hauptschluß von Ča. Barit, aber auch an den anderen Vorkommen sind längliche Drusenräume zu sehen, in welche hinein freie Pyritkristalle, und zwar soweit beobachtet immer als Pyritoeder, gewachsen sind. Manche dieser Hohlräume besitzen zu äußerst einen Saum von Quarz und erst innerhalb desselben die Pyrite, andere sind im Innern mit Quarz erfüllt.

Auch außerhalb der Drusenräume ist das Pyritoeder die fast allein herrschende Kristallform des Erzes. Die beste Fundstelle für gute Kristalle ist der Hauptaufschluß südlich Čafa Barit. Auch in Ltitna findet man schöne Kristalle. Im allgemeinen sind die Adern aber sehr feinkörnig.

In der Imprägnationszone unter Spači gegenüber Mastrokol sind Pyritkristalle in den Blasenräumen des Melaphyrmandelsteines neben Zeolithen ausgeschieden.

Der Schwefelgehalt ergab sich bei mehreren Proben von Č. Barit mit 49 bis 51%, bei einer Durchschnittsprobe von Lamskon mit 50%, Meguš 42%, eine Probe von Ltitna 25% S.

Zur Bestimmung der Erzmengung im Gestein wendeten wir bei den guten Aufschlüssen in Č. Barit die Ausmessungsmethode an, welche Rosiwal für die Bestimmung des Mengenverhältnisses der Bestandteile in Gesteinen angegeben hat, indem mit einem Meßband kreuz und quer über die durch den Bach abgeglättete Gesteinsfläche zahlreiche Indikatorlinien von je 5 bis 10 m Länge gelegt und längs denselben die Anteile der Erzadern zentimeterweise abgelesen und notiert wurden. Diese ergab bei dem Hauptaufschluß von Č. Barit einen Erzgehalt von 24% der gesamten Gesteinsmasse in Form von Adern, wozu noch schätzungsweise 3 bis 7% als Imprägnation verteilter Schwefelkies hinzuzurechnen sind. Eine locker durchäderte Stelle in Ltitna ergab nach derselben Methode 10% Adermasse im Gestein (und außerdem noch die Imprägnation).

Es ist eine bezeichnende Eigenschaft der Schwefelkieslagerstätten der Merdita, im Gegensatz zu den meisten anderen Lagerstätten solcher Erze, daß sie nur Pyrit ohne andere Begleiterze führen.

Eine Ausnahme davon ist uns untergekommen bei einem der Ausbisse in Lamskon: diese schon durch die dunklere

Färbung und die starken metallischen Anlauffarben von den anderen unterschiedenen Stufen enthalten auch Kupferkies beigemischt, wie durch den bei der Analyse bestimmten Cu-Gehalt von 4.11% bestätigt wurde. Ganz schwache Spuren von Malachit im Gehänge östlich Spači und bei Čersiz deuten darauf, daß auch dort in den sehr unbedeutenden Adern Kupferkies beigemischt sein dürfte.

Die chemischen Untersuchungen ergaben, daß auch der Pyrit selbst fast vollständig frei ist von Beimengungen anderer Metalle. Die Prüfung auf Gold, Silber und Nickel war durchwegs von negativem Ergebnis, Arsen wurde nur in kaum wägbaren Spuren angetroffen, Kupfer nur in dem oben genannten Falle und einem zweiten mit 1.04%, in allen anderen Proben ebenfalls nur in Spuren.

Die außerordentliche Einförmigkeit und Reinheit ist also ein Charakteristikum der Schwefelkieslager in der Merdita. Eine ähnliche Freiheit von anderen Beimengungen besitzt das Kieslager von Saint Bel in Frankreich.

Ein eigentlicher „eiserner Hut“ hat sich nur in geringem Ausmaß entwickelt. Am deutlichsten ist er in Ltitna zu sehen, wo er im Hauptaufschluß hin und hin in einer Stärke von 0.5 bis 1 m das Hangende bildet. Nach oben endet er mit scharfer Grenze. Eine Limonitisierung der äußeren Imprägnationsränder hat weitgehend stattgefunden. Zur Feststellung größerer Tiefenunterschiede fehlen die entsprechend tiefen, beziehungsweise künstlichen Aufschlüsse. Die Erosionsanrisse sind meist noch so jung, daß eine Umwandlung des Ausgehenden kaum eingetreten ist.

In ausgedehntem Maße ist in Lamskon und auch bei anderen Vorkommen eine Art von sekundärem „Eisernen Hut“ dadurch entstanden, daß durch die Auslaugung der pyritführenden Gesteinsschichten der darüberliegende Gehängeschutt durch ein oft sehr eisenreiches Zement verkittet worden ist. Dergestalt sind die Ausbisse der Erzlager dann mit einer Sinterkruste überdeckt, welche manchenorts bis zu mehreren Metern Dicke angewachsen ist. Diese Gehängebreccien überdecken nicht nur das Ausgehende der Lagerschichte, sondern überziehen im Gehänge von Lamskon noch weit hinunter in den Bachrinnen das ganze Gehänge.

Eine Probe aus einem hauptsächlich aus Brauneisenstein bestehenden Teile des „Eisernen Hutes“ in Lamskon ergab einen Gehalt von 67.71% Fe und 0.89% Mn.

In hohem Grade sind auch die angrenzenden Gesteinsschichten und vor allem das Lagergestein selbst durch die Einwirkung der die Schwefelkieslager durchziehenden Tagwässer ausgebleicht, zersetzt und aufgelöst. Das Muttergestein wird porös und zerfällt schließlich zu einem blaugrauen Letten, der als wasserstauer Horizont wirkt, weshalb die dermaßen umgewandelten Lager als Quellhorizont wirken. In Lamskon ist diese Erscheinung am auffälligsten, starke Quellen, mit einem eisenreichen Wasser, entspringen am Ausgehenden der Lagerstätte. Der blaugraue Letten ist streifen- und schlierenweiß dicht erfüllt mit Pyrit, ein wahrer Erzschlamm. Die Quellen schlämmen diesen Letten und erzeugen so eine natürliche Seigerung des Erzes.

Eine Folgeerscheinung dieses Zerfalles ist es, daß die Schichtköpfe der in Lamskon steil bergeinwärts fallenden Schichten am Gehänge abwärts rutschen, so daß eine genauere Feststellung des Ausgehens der Lager ohne tiefe, künstliche Aufschlüsse nicht mehr möglich ist. Die abwärts gleitenden Pyritschlammpartien überdecken eine Strecke weit das Gehänge und schließen sich mit den gleichen Teilen höherer und tieferer Parallellager zusammen. Wie aufgerissene Röschen zeigten, liegen dann unter einem Teil dieser scheinbaren Ausbisse wieder erzfreie Lettenlagen mit Gehängeschutt. Andererseits bieten diese Letten eine leicht abtragbare natürliche Erzanreicherung.

Im westlichen Teil des Lagers von Ltitna — in einem Graben, in welchem das Ausgehende ganz in Blöcke zerfallen ist — ist das Muttergestein der Erzadern ein intensiv roter, sehr feinkörniger Eisenkiesel. Im Bachbett von Strungai, wohin jener Graben mündet, leuchten hin und hin die prächtigen zinnoberroten Blöcke mit dem goldigen Erzgäader aus dem Schutt auf und auch im Fanifluß kann man ein Stück talabwärts noch diese Blöcke beobachten. Eine gleiche Ausbildung findet man im Lager südlich von Čafa Barit ausnahmsweise und in geringer Ausdehnung¹³⁾ (ein Block gleicher Art

¹³⁾ Darauf dürfte sich die Angabe von Nopcsa beziehen, daß im Hauptaufschluß in und über der Erzzone „Jaspis-Breccie mit Pyrit-

lag auch noch hoch oben in der von Kimesa zur Munella emporführenden Wildbachrinne). Es scheint hier gleichzeitig eine Verkieselung des Nebengesteins und Durchtränkung mit Eisenoxyd stattgefunden zu haben. Bei dem Vorkommen in Ltitna wäre der Gedanke naheliegend, daß eine Scholle der Hornstein-Jaspisschiefer hier eingeschlossen und von den erzbringenden Lösungen durchdrungen worden wäre. Doch ist im ganzen Umkreis von Ltitna sonst nichts von den Hornsteinschiefern zu sehen und das Auftreten gleicher Bildungen im Aufschluß südlich Č. Barit, wo diese Deutung nicht anwendbar ist, spricht dagegen. Das Material entspricht auch petrographisch nicht hinreichend den „Jaspisschiefern“.

B. Verbreitung der Schwefelkieslagerstätten.

Wir verfolgten die Erzvorkommen vom kleinen Fanifluß bis in das Tal von Kodra-Keče nordwestlich der Munella, einem Gebiet von rund 17 km Längserstreckung und 3 bis 5 km Breite, innerhalb dessen sie durch eine erzarme Region zwischen Plaksa und Mušta in zwei Gruppen getrennt werden. Die südliche Gruppe entfaltet sich beiderseits des von der Munella nach Spači sich erstreckenden Bergkammes, die nördliche Gruppe streicht quer über das Tal von Kimesa und über die Čafa Barit.¹⁴⁾

Alle bedeutenderen Erzaufbrüche liegen in der Schichtreihe der Ergußgesteine, und zwar folgen jene von Spači-Lamskon, ebenso wie jene von Kimesa-Č. Barit einer durch Vorherrschen von Melaphyrmandelstein und Tuffen ausgezeichneten Zone. An der Basis derselben Zone streichen die Hornsteinschiefer aus.

Bei der südlichen Gruppe setzen die Hornsteine bei Spači ein und lassen sich über Čersiz bis nahe an Lamskon heran verfolgen. In den Gräben von Lamskon selbst sind sie nicht mehr vorhanden. Im Gebiete von Kimesa begegnet man ihnen beiderseits Mušta, und mit NS-Streichen überqueren sie ober den letzten Häusern von Kimesa das Tal der Vig-

spuren“ auftrete. Als Jaspis kann dieses Material nicht bezeichnet werden.

¹⁴⁾ Nach Nopcsas Angabe erstreckt sich die erzführende Region bis Lumibarz, Gesamterstreckung also über 20 km. (Anuarul., V. Bd.)

hiana und ziehen nahe unter den Hauptaufschlüssen der Erze durchs Gehänge fort auf die Čafa Barit und von dort in das nördlich anschließende Tal hinab.

Das Streichen der Schichten ist im Gebiet von Spači vorwiegend NNO mit Einfallen gegen Osten, im Gebiet von Kimesa dreht sich das Streichen mehr gegen NS bei gleichgerichtetem Einfallen.

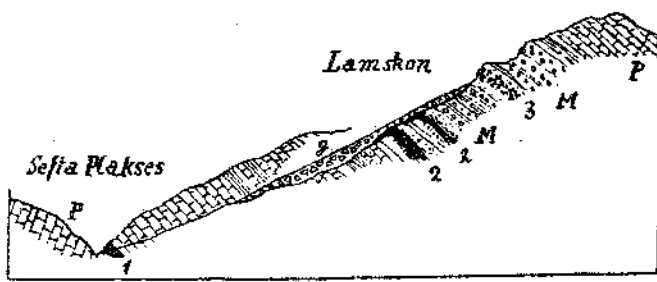


Fig 3. P porphyritische und dioritische Erzgesteine.
M Melaphyre, Mandelsteine und Tuffe.
1—3 Erzlagerstätten (1 Megushi, 2—3 Lamskon), g Gehängebreccien (→Eiserner Hut)

Mehrere Imprägnationszonen durchziehen das Gehänge unterhalb Spači, teilweise auch lebhaft durchhäderung; auch am Südufer des Fani, am Weg nach Oroši streichen noch Ausläufer dieser Zonen durch. Wie schon oben bemerkt, sind hier Mandelsteine imprägniert. Nach einer längeren tauben Strecke treten dann nördlich Čersiz neuerliche Erzzone auf, erreichen ihre Hauptentfaltung in den Gräben von Lamskon und sind noch bis nahe an Plaksa hin zu verfolgen. Die Dimensionen dieser teilweise sehr erzeichen Lager und die Anzahl der übereinander liegenden Lager sind aus den früher erwähnten Gründen nicht genau anzugeben. Gesteine: Melaphyrmandelstein und Tuffe, im Liegenden Porphyrit.

Es brechen aber auch ober- und unterhalb dieser Hauptzone bedeutende Erzlager auf. Eines derselben liegt bei Megushi am Ufer der Sefta Plaksas unterhalb Lamskon in den Porphyren; dasselbe gehört seinen Maßen nach zwar zu den kleineren, zeigt aber die höchste Konzentration der Erzmenge. Im Hangenden schneidet es auffallend scharf an unvererzten Gesteinsbänken ab, so daß die Grenzfläche möglicherweise einer untergeordneten Schuppungsfläche parallel der Bankung entsprechen dürfte.

Ein paar kleinere Ausbisse setzen diese Aufbruchszone längs dem Bach aufwärts fort bis gegen Plaksa.

Ein anderes Lager, und zwar wohl das größte der beobachteten, kommt im Hangenden der Hauptzone zum Ausstreichen, jenes von Ltitna in den Quellgräben des Tales von Strungai. Drei scharf eingeschnittene Gräben schließen das Lager vorzüglich auf, die Schichten fallen hier — man befindet sich auf der Südostseite des Kammes Munella-Spaçi — ungefähr parallel mit den Bachläufen ab, so daß man einen Flachriß durch die erzführende Schichtplatte besitzt. Im mittleren Graben sieht man auf eine Länge von 300 m die Erze längs dem Bach in einer mehrere Meter hohen Wandstufe zutage ausgehen; die erzführende Gesteinslage ist ein Porphyrit, der dort, wo er vererzt ist, licht gebleicht und porös ist, aber nicht so zerfallen wie in Lamskon. Ein viel schwächeres und weniger ausgedehntes Parallellager folgt nahe darüber im Hangenden. Wie schon oben bemerkt wurde, schneidet im Hangenden eine deutliche Störungszone parallel dem Schichtgefälle durch. Gegen Süden läßt sich das Hauptlager noch in Imprägnationen ein Stück weit talauswärts verfolgen.

Von Plaksa bis Mušta beobachteten wir nur geringfügige, praktisch bedeutungslose Spuren von Vererzungen. Bei Mušta setzt dann die zweite Gruppe mit einem nahe südlich dieses Ortes gelegenen kleineren Vorkommen wieder ein und erreicht ihren Höhepunkt in dem Lager, welches sich südlich von Čafa Barit durch die Waldgehänge hin verfolgen läßt. Der Hauptaufschluß desselben in dem südlichsten der Bachrinnsale zeigt eine Gesteinszone von 40 m Mächtigkeit in ausgezeichneter Weise von einem dichten Adernetz durchzogen; die Schichten fallen steil berglein. Im Hangenden liegt dunkler dichter Diabas und Tuff, die erzführende Schichte ist lichtgrau entfärbt und porös, aber fest, besser erhaltene Teile sind nach Dünnschliffprobe ein mikrogranitischer Quarzporphyrit; weiter nördlich schalten sich mehr Tuffe ein, die Erzzone verläuft in eine breite, aber lockere Imprägnationszone, deren Gesteine im Süden an kleinen Plätzen noch zu erreichem Letten zerfallen sind. Südlich des Hauptaufrisses setzt die Erzführung gleich gänzlich aus; es läßt sich dies dadurch erklären, daß die Hauptmasse der Erzlinse noch in der Tiefe liegt und nur

der äußerste Rand durch die Erosion im tiefsten Bacheinschnitt freigelegt ist.

Nach beiden Seiten hin, einerseits nördlich Čafa Barit in dem gegen Kodrakeče hinablaufenden Tal, andererseits in geringem Grade auch südwärts in den Ursprungsgerinnen der Vighiana ober Kimesa setzen nach Unterbrechungen durch taube Bereiche Imprägnationszonen (nördlich Č. Barit auch kleine Aderanreicherungen) die Erzführung der Zone fort.

Auch in der nördlichen Gruppe treten überdies außerhalb der Haupterzzone Erzvorkommen auf.

In der Schlucht Kimesa-Kalivari ist im tiefsten Teile des großen Dioritstockes der Diorit in einer etwa 30 m mächtigen Zone von Pyritadern locker durchschwärmt und das Gestein auch bald stärker, bald schwächer mit Schwefelkies imprägniert. Einige im Liegenden auftretende kleine vereinzelt Ader zeigen eine konzentrierte Erzführung in teilweise großkristalliner Entwicklung. In dem von der Čafa Helmit nach Kalivari herablaufenden Tälchen sind mehrere sehr weite, aber lockere Imprägnationszonen zu sehen, selten sind schöne Ader auch darin, zum Teil im feinkörnigen Diorit, zum Teil in Tuffen mit Lapilli. So ziemlich im gleichen Horizont der Schichtfolge dürften weiter südlich die ausgedehnten Erzimprägnationen liegen, welche im Tal von Mesul, am Gehänge des M. Zevilit i Bushtes aufgeschlossen sind. Das Muttergestein derselben ist Melaphyrmandelstein und Diabasporphyrit.

Praktische Bedeutung dürfte allen den letztgenannten, außer der Hauptzone von Barit gelegenen Vorkommen fehlen.

C. Entstehung der Schwefelkieslagerstätten.

Die Lagerstätten breiten sich zwar längs der Schichtbänke aus und haben ihre Hauptstreckung parallel dazu, halten sich aber doch nicht streng daran, sondern greifen auf die angrenzenden Lagen über. Auch quer zur Schichtung verlaufende Gänge sind östlich von Spači und an anderen Orten vorhanden. Gegen eine syngenetische Entstehung durch Abscheidung im Magma spricht außerdem der Umstand, daß sie nicht an eine Gesteinsart gebunden sind. Wir kennen solche im Melaphyrmandelstein, im Porphyrit, im Porphyr und auch in tuffogenen Schichten; ferner im Diorit

der Vighianaschlucht. Auch die Hornsteinschiefer bei Čersiz zeigen eine, wenn auch sehr schwache Pyritführung.

Schließlich ist auch die Form der Lagerstätte nicht die einer magmatischen Abscheidung oder eines Absatzes in Tuffen. Sie haben das Aussehen von Kiesbreccien, wobei allerdings diese Breccien nicht durch Verkittung von Gesteinstrümmern weiterer Herkunft und längerer Fortbewegung entstanden sind, sondern durch Zertrümmerung der Gesteinsbänke an Ort und Stelle, wie aus dem oft wenig gestörten Durchziehen der Schichtklüftung parallel dem allgemeinen Schichtfallen und dem Übergang in unversehrte Bänke ersichtlich ist.

Ganz ähnliche Breccienbildungen werden von den norwegischen Kieslagerstätten berichtet, welche oft in tektonisch gestörten, brecciösen oder stark gefältelten Schichtlagen innerhalb der sonst weniger gestörten Schichtfolge aufbrechen. Ein Schwimmen isolierter Bruchstücke in einem Erzmagma, wie dies zum Beispiel in dem Handbuch von Krusch-Bey-schlag-Vogt von der Muggrube in Norwegen (I. Bd., S. 107) abgebildet wird, fehlt in den albanischen Vorkommen.

An den bestaufgeschlossenen der albanischen Vorkommen sieht man, daß sie ebenfalls tektonisch gestörten Horizonten folgen. Die große isoklinale Schichtreihe wird von Schuppungsflächen durchschnitten, an welchen die großen Schichtpakete übereinander geschoben sind, wobei Zertrümmerung, an anderen Stellen auch starke Fältelung einzelner engerer Zonen eingetreten ist und diese aufgelockerten Lagen boten die Eintrittsstelle für die Erzzufuhr, wobei sowohl längs den Klüften sich der Schwefelkies absetzte, als auch das aufgelockerte Gestein durch die feinsten Haarrisse mit Erz durchtränkt wurde.

Ein Durchschneiden älterer durch jüngere Erzadern ist nicht zu beobachten. Das sowohl im einzelnen Vorkommen als auch in der Gesamtheit der Lagerstätten ganz gleichförmig entwickelte Adernetz ist das Produkt einer einmaligen Durchdringung. Eine Feststellung von Erzgenerationen innerhalb der Adern ist bei der Einfachheit ihrer Zusammensetzung nicht anwendbar.

Für die norwegischen, spanischen und ungarischen Kieslagerstätten wird, soweit sie nicht noch für syngenetisch, bzw. sedimentär gehalten werden, eine Entstehung aus Schmelz-

flüssen angenommen. Besonders die norwegischen und ungarischen (Schmölnitz) sind streng an das Auftreten bestimmter basischer Intrusivgesteine gebunden. Sie bilden meist geschlossene Erzkörper, Imprägnationen umgeben bei manchen als ein Hof denselben; in Schmölnitz entfernen sie sich auch in den „Streichen“ als Fahlbänder weiter davon. Da die Erze (bei norwegischen Lagerstätten) auch an Gleitflächen im Intrusivgestein auftreten, sind es jüngere Nachschübe, welche gangartig („Erzlineale“) in gestörte Schichtlagen im Umkreis des Intrusivkörpers oder unmittelbar am Rand desselben eindringen. Daß sie den Sätteln und Mulden solcher gefalteten Lagen nachgehen, läßt an eine Art von Hineinsaugen in die sich zwischen den ungestörten Schichtplatten bildenden Faltenlagen denken.

Bei den albanischen Kiesablagerungen fehlt jene Gebundenheit an bestimmte Intrusiva.

Die räumliche Beziehung zu dem großen Peridotit-Gabbromassiv im Westen ist keine so enge, wie bei den norwegischen Kieslagerstätten zu den dortigen Intrusivmassen. Die Erzzonen von Č. Barit-Lamskon verlaufen schräg zum Ostrand jener Masse in einer Entfernung von 5 bis 8 km, das Lager von Ltitna liegt ungefähr 16 km weit von ihm entfernt. Das Südende der Erzzone erreicht den Rand der Gabbromasse von Oroši, ihr Streichen stößt aber fast in rechtem Winkel auf denselben; Ltitna liegt auch von dieser Gabbromasse noch mindestens 5 km entfernt.

Der Diorit der Vighianaschlucht könnte nur für die Zone von Č. Barit in Betracht kommen, bei der südlichen Gruppe fehlt ein analoger Eruptivstock.

Das öftere Auftreten von drusiger Struktur entspricht nicht der Erstarrung aus einem magmatischen Schmelzfluß. Die Verteilung der Erze im Gestein ist im ganzen eine sehr lockere, große geschlossene Erzkörper fehlen, an ihrer Stelle ist nur die Kluftfüllung von Breccien vorhanden, besonders stark aber ist das Erz als Imprägnation verteilt, wobei mehrfach ein sehr weiter Gesteinskomplex nur locker durchdrungen ist und die Erzführung sich allmählich gegen außen verliert, wie auch zwischen Brecciengäader und Imprägnation keine scharfe Grenze besteht. In einem Falle wurde Aus-

scheidung des Pyrits in Blasenräumen des Mandelsteins beobachtet.

Zeichen von Umschmelzungen, Umwandlung eingeschlossener Fragmente fehlen.

Als Gangart erscheint nur Quarz, im Gegensatz zu der oft reichen Begleitung mit silikatischen Mineralien in den Kieslagerstätten der obgenannten Länder.

Diese Umstände legen es nahe, den Absatz der albanischen Kiese mehr als einen pneumatolytischen Vorgang aufzufassen, statt als Erstarrung aus sulfidischem Magma.

Die Grenze zwischen den außerordentlich dünnflüssigen sulfidischen Magmaresten als magmatisch-flüssigen Lösungen und gasförmig-flüssigen, beziehungsweise wässerig-flüssigen ober der kritischen Temperatur ist keine scharfe, das Aufdringen des letzten Magmarestes kann schon begleitet werden von den Anfängen der postvulkanischen pneumatolytischen Vorgänge, welche bei den albanischen Vorkommen besonders stark sich entfalteten.

Man kann immerhin annehmen, daß an den Kiesbreccien, an den Stellen besonders hoher Konzentration der Erze magmatische sulfidische Förderung beteiligt war, neben der die starke pneumatolytische Ausströmung weit herum das Gestein und auch die in den Breccien umschlossenen Gesteinstrümmen durchdrang.

Pneumatolytische Leitminerale fehlen. Das nach der Ableitung von Vogt¹⁵⁾ entstehende silikatreiche Supplement zu der sulfidischen Abspaltung müßte in der Merdita in der Verkieselung der angrenzenden Gesteine (Jaspisbildung u. a.) gesucht werden, da Quarzgänge fehlen.

Die starke Umwandlung der erzführenden Gesteinslagen gegenüber erzfreien Lagen derselben Felsart kann zum Teil schon auf die Wirkung der postvulkanischen Vorgänge bezogen werden.

Während die norwegischen Kieslagerstätten fast immer im Liegenden der Intrusivmasse eindringen entsprechend der größeren Schwere des sulfidischen Magmarestes gegenüber dem Stamm-Magma, breiten sich die albanischen Erze, wenn man sie auf die Gabbro-Peridotitmasse bezieht, im Hangenden

¹⁵⁾ Vogt, Über die Bildung der Erzlagerstätten durch magmatische Differentiation. Fortschritte d. Mineral., II. Bd., S. 30 u. ff.

derselben aus, was vielleicht auch als Anzeichen einer mehr gasförmig-flüssigen Ausbreitung gedeutet werden darf.

Jedenfalls läßt die außerordentlich starke Förderung von Eruptivgesteinen verschiedenster Art in der Merdita, welche fast die ganze Schichtfolge vertreten oder als große Intrusiva sich einschalten, eine entsprechende gewaltige postvulkanische Tätigkeit begreiflich erscheinen und bieten das nötige Ausgangsmaterial zur Abscheidung so beträchtlicher Mengen von Sulfid.

Für die Herleitung der sulfidischen Differentiationsprodukte kommen wohl in erster Linie doch die Gabbroperidotitmassen in Betracht, da basische Silikatschmelzen mehr Sulfid in Lösung zu halten vermögen als saure. In der Ergußgesteinsfolge der Merdita überwiegen aber die azideren Gesteinsarten. Bezieht man das Sulfid aus ihnen, so ergibt sich ein großes Zeitintervall zwischen dem Absatz des Eruptivgesteins und der Erzförderung, weil doch die ganzen Deckenergüsse erst abgelagert und verfestigt werden und dann an den Schubflächen gegeneinander verschoben werden mußten, ehe die Erze die brecciösen Bänke durchdringen konnten. Noch größer wird natürlich der Zwischenraum, wenn man das Erz aus dem Gabbro ableitet und dieser älter ist als die Ergußserie. Nimmt man aber an, daß der Gabbro-Peridotit intrusiv unter die triadischen Ergußgesteine eindrang, so können in unmittelbarem Anschluß daran die Erzlösungen in jene eingewandert sein. Man gelangt dann zur Annahme eines jurassischen Alters der Gabbro-Peridotitmasse.

Da in der transgredierenden Kreidebedeckung nirgends Spuren von Vererzung bisher gefunden wurden, kann man jedenfalls mit Nopcsa annehmen, daß die Erzablagerung vorkretazisches Alter besitzt.

Zeichen späterer tektonischer Bewegungen in den Erzlagerstätten in Gestalt von Querverwerfungen oder von Neubelebungen der Schubbewegungen beobachteten wir nicht.

C. Eisen-, Mangan- und Kupfererzvorkommen.

In den Hornsteinschiefern ist ein Gehalt von Mangan so allgemein verbreitet, daß die blauschwarzen Überzüge auf den Klüften ganz kennzeichnend für dieselben sind. Der Mangan-gehalt steigert sich aber manchenorts so, daß das Gestein

als dichtes blauschwarzes Manganerz erscheint. Solche Lagen trifft man vor allem am Weg von Spači über Čersiz nach Lamskon, sowie unterhalb Čersiz. Eine Untersuchung im Laboratorium ergab bei einer Probe von Čersiz: 21.76% Mn und 2.88% Fe. Mächtigkeit und Längenausdehnung der erzreichen Partien sind aber gering. Stellenweise ist das Erz in feingestreiften kristallinen Aggregaten ausgebildet (Polianit?).

An der Ostseite des Kammes Spači-Munella im obersten Gehänge gegen das kleine Seitental von Šn. Mreja brechen kleine Gänge bis zu 1 dm Dicke an Querklüften der mit dem Gehänge abfallenden Schichten auf aus einem sehr feinkörnigen oder dichten schwarzen Erz. Die chemische Prüfung zeigte einen Gehalt von 61.49% Fe (metallisch) auf.

In der Nachbarschaft finden sich Gesteinspartien, welche locker eingesprengt Eisenglimmer enthalten und auch in den Gängen ist an Stellen minder dichter Erzführung eine schuppige Entwicklung des Hämatits zu bemerken. Das eingeschlossene Muttergestein ist in roten Eisenkiesel verwandelt von ganz gleicher Art wie bei den oben genannten Stellen der Kieslagerstätten, was auch dafür spricht, daß jene Stellen nicht eingeschobene Hornsteinschiefer sind.

Gelegentlich unseres Aufenthaltes in Oroši besichtigten wir auch ein kleines Kupferkiesvorkommen in Bulšare nahe bei Oroši. Man befindet sich dort in einem Dioritmassiv, welches nahe oberhalb der Fundstelle mit einem grobkörnigen Gabbro aufs engste in Verband steht. Gegen Westen ist der Gabbro serpentinisiert. Den Diorit durchbricht ein Quarzgang von 3 bis 4 dm Mächtigkeit, der mehrfach durch Querwürfe verschoben, auf etwa 20 m im Bachgraben abgeschlossen ist und auch weiter westlich bis zu dem nächsten Haus noch dort und da zutage kommt. Im Quarz ist Kupferkies locker eingesprengt, teilweise in Malachit und Azurit übergeführt. Der Gesamtgehalt ist gering, Analysen liegen keine vor. Blöcke im Bachbett deuten darauf, daß höher oben noch ähnliche Vorkommen bestehen, wie ja auch der hier vormals bestandene Schmelzofen (siehe oben Abschnitt I, C) auf einen regeren Bergbau in diesem Gelände hinweist.

