

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 73

OPHIOLITHE · INITIALITE 1981



Beiträge der Unterkommission 2: Frühstadien der
Geosynklinalentwicklung und ihr Ophiolithkomplex der
Problemkommission IX der multilateralen Zusammenarbeit
der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder

Feldarbeiten und Arbeitsberatungen Mai – Juni 1981

Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde Potsdam

Als Manuskript gedruckt Potsdam 1982

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort	3
HOVORKA, D.; PITONÁK, P.; SPIŠIAK, J.: Mesozoic basalts of the Malé Karpaty Mts. (the Western Carpathians) - Their significance for the tectonic interpretation of the Variscan granodiorite massif	5
SAVU, H.; UDRESCU, C.: The prealpine basic and ultramaphic rocks from Romania	13
PILOT, J.: Zu einigen isotopengeochemischen Ergebnissen und Problemen basischer Magmatite Mitteleuropas	20
ВИНОГРАДОВ, В.И., БУЯКАЙТЕ, М.И.: Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сынъинского офиолитового массива Полярного Урала	29
КОЛЧЕВА, К., ЖЕЛЯЗКОВА-ПАНАЙОТОВА, М.: Ультрабазиты и связанное с ним хром-никельмагнетитовое оруденение в районе гор. Ардино (Центральные Родопы, Болгария)	34
ЗОНЕНШАЙН, Л.П.: Сравнение базальтового ложа прошлых и современных океанов	44
ДОБРЕЦОВ, Н.Л.: Условия образования пироповых перидотитов и эклогитов в кристаллическом фундаменте Богемского массива и его аналогов	50
WERNER, C.-D.: Ophiolites and initialites - a comparing reflection	55
HAUPT, M.; KRAMER, W.; NOACK, C.: Beiträge zum initialen Magmatismus des Saxothuringikums (Vogtländisches Synklinorium)	65
Collective of authors: Final remarks on field work and sessions of the Problem Commission IX, Subcommission 2, in 1981 under the theme 'Ophiolithes and initialites of northern border of the Bohemian massif'	76
Erläuterung der Tafeln	82

Wiss. u. technische Redaktion: Dr. W. Kramer und Dipl.-Min. G. Budzinski
 Fremdsprachliche Redaktion: Dipl.-Fremdsprachenlehrer D. Kopsch

V o r w o r t

Die 1981 im Territorium der Deutschen Demokratischen Republik durchgeführten Feldarbeiten und Arbeitsberatungen der Unterkommission 2 bilden den Abschluß einer Reihe von Einsätzen in Typusgebieten der Ophiolithassoziation, wie sie im kleinen Kaukasus und der Seenzone der MVR einerseits sowie in mittel- bis südosteuropäischen Regionen mit besonders problematischen Ophiolith- und Initialitvorkommen andererseits gemeinsam durchgeführt wurden.

Diese im Südteil der DDR und S \ddot{W} -Teil der VR Polen besuchten Gebiete gehören zu den klassischen Deformationszonen der Varisziden Zentraleuropas.

Das betrifft auch das Vorkommen und die tektonische Stellung der sogenannten "Initialite" STILLES, die charakteristisch für das Anfangsstadium der Geosynklinalentwicklung der Varisziden sind. Als Basite leiten sie den geomagmatischen Zyklus STILLES ein.

Die modernen internationalen Forschungen orientieren heute insbesondere auch auf die stoffliche Analyse derartiger Magmatite. Gesucht sind Aussagen zur Krustengenese -- simatisch oder ensialisch -- zu Beginn des Geosynklinalprozesses bzw. des Riftprozesses im Sinne mobilistischer Vorstellungen. Gleichzeitig werden detaillierte Aussagen für die geotektonische Position erwartet (Analogievergleich auf stofflicher Grundlage).

Die spezielle Untersuchung der strukturellen Stellung der "Initialite" gestaltet sich in den Faltungsgebieten der Varisziden Mitteleuropas (Saxothuringikum, Rhenozynikum) jedoch schwierig. Das betrifft die Klärung des Charakters der magmatischen Körper (autochthon - allochthon, effusiv - subeffusiv).

Verglichen mit dem "Inselbogen-Magmatismus" und vor allem den magmatischen Erscheinungen im Bereich der Riffe mittelozeanischer Rücken, hat die zonare bis lineare Anordnung der Basite große Bedeutung. Gesucht sind Beziehungen zwischen der räumlichen Anordnung der basischen Körper und den Förderzonensystemen. Auch der Massenhaushalt der Basite beansprucht großes Interesse für die Forschung, um die einzelnen Bereiche der Mobilzonen (Tektogene) zu charakterisieren und zu klassifizieren.

Dem Einsatz geophysikalischer Methoden (Magnetik) sollte zukünftig mehr Bedeutung zugemessen werden, um das Auftreten der Basite auch in verdeckten Einheiten (z.B. Subherzynes Becken, Thüringer Becken im Gebiet der DDR) regional verfolgen zu können. Hierbei bieten sich Möglichkeiten, Elemente der Geosynklinaltheorie mit den Vorstellungen der Plattentektonik schrittweise zu verbinden. Das sind wichtige Ziele der PK IX zur Klärung der Krustengenese.

In diesem Sinne faßt der vorliegende Sammelband vorwiegend stofflich orientierte Beiträge zur Ophiolith-Initialit-Problematik zusammen. Diese sollen die im Exkursionsführer enthaltenen (z.T. bisher unveröffentlichten) Arbeiten ergänzen und -- hinsichtlich des gewählten regionalen Spektrums -- in den Rahmen der Gesamtproblematik der PK IX stellen.

Aus technischen Gründen war hierbei nicht immer eine logisch-thematische Aufeinanderfolge der Beiträge zu realisieren. Hauptanliegen des Sammelbandes ist ein baldiger Zugriff zu den Arbeits- und Diskussionsergebnissen, die neue wissenschaftliche Impulse für die Kooperation mit anderen Arbeitsgruppen der PK IX auslösen mögen.

K.-B. JUBITZ
Ständiger Vertreter der AdW DDR
für PK IX

Mesozoic Basalts of the Malé Karpaty Mts.
(the Western Carpathians) - Their Signi-
ficance for the Tectonic Interpretation
of the Variscan Granodiorite Massif

DUŠAN HOVORKA, ¹⁾ PAVEL PITOŇÁK ²⁾ and JÁN SPIŠIAK ¹⁾

S u m m a r y

Within the Variscan granodiorite massif of the Malé Karpaty Mts. a vein of alkali basalt occurs. It contains recrystallized carbonate rock xenoliths. By its petrographic and geochemical character and also by determined K/Ar age, the vein corresponds to Mesozoic effusives of the central zones of the Western Carpathians. On the basis of fabric features the vein is supposed to have been formed after the granodiorite massif overshift in the Alpine orogeny; carbonate rock xenoliths are a part of granodiorite massif substratum in its present-day position.

Mesozoische Basalte der Kleinen Karpaten (West-Karpaten) - Ihre Bedeutung
für die tektonische Interpretation des variszischen Granodioritmassivs

Z u s a m m e n f a s s u n g

In den variszischen Granodioriten der Kleinen Karpaten tritt ein alkalischer Basaltgang auf. Er enthält rekristallisierte Karbonatxenolithe. Durch seinen petrographischen und geochemischen Charakter und sein K/Ar-Alter entspricht dieser Gang den Effusivgesteinen im Mesozoikum der zentralen Zonen der Westkarpaten. Er entstand nach der Überschiebung des Granodioritmassivs während der Orogenese; die Karbonatxenolithe sind Trümmer des Granodioritmassivunterbaus in seiner derzeitigen Position (Paläozoikum ? Mesozoikum ?).

Basaltes mésozoïces des Petits Carpathes (ouest des Carpathes).
Leur signification pour l'interprétation tectonique du
massif granodiorites varisques

R e s u m é

Dans les granodiorites varisques des Petits Carpathes apparait une veine de basalte alcaline. Elle contient des xenolithes des carbonates recristallisés. Par son caractère

¹⁾ Faculty of Sciences Comenius' University, Gottwald. nám. 19, 886 02 Bratislava, Czechoslovakia

²⁾ Geological Institute of the Slovak academy of sciences, Dúbravská cesta, 809 40 Bratislava, Czechoslovakia

petrographique et géochimique, ainsi que par le K/Ar âge déterminé elle correspond aux effusives du Mésozoïque des zones centrales des Carpathes Occidentales. Elle s'est formé après le charriage du massif granodioritique. Au cours de l'orogène alpin; les xenolithes des carbonates sont des tronçons du soubassement (Paléozoïque ? Mésozoïque ?) du massif granodioritique dans sa position contemporaine.

Мезозойские базальты Малых Карпат (Западные Карпаты) - их значение для тектонической интерпретации варисийского гранодиоритового массива

Р е з ю м е

В гранодиоритах варисийского возраста Малых Карпат была обнаружена жила алкалического базальта. Она включает метаморфизованные ксенолиты карбонатных пород. Жила своим петрографическим и геохимическим характером и даже возрастом (K/Ar датирование) отвечает эффузивам мезозоя центральных зон Западных Карпат. Текстурно-структурные признаки свидетельствуют о том, что жила возникла после тектонического перемещения гранодиоритового массива в альпийском орогене (средний мел?); ксенолиты карбонатов являются оторженцами субстрата (палеозой? мезозой?) гранодиоритового массива в его современной позиции.

1. Introduction

Volcanic rocks appear in various tectonic-facial Mesozoic units in the Western Carpathians segment of the Tethys. They are the Triassic up to Jurassic in age. They build up teschenite-picrite Cretaceous formation of the Flysh Belt, formation of alkali basalts of the Western Carpathians central zones, and also they are a member of incomplete ophiolite formation of the innermost Mesozoic units (Gemicum, Bükkicum; HOVORKA 1978). Within Variscan granodiorite massifs and their metamorphic mantle the Variscan and Alpine basic rocks have the character of lamprophyres and porphyrites.

In the course of recent time basic eruptives in the Mesozoic complexes of the Western Carpathians were the subject of our investigation (HOVORKA - SPIŠIAK in preparation). The vein found in the Malé Karpaty Mts. granodiorite massif (Fig. 1) seems to be their subsurface equivalent. The Malé Karpaty granodiorite massif itself belongs to the group of late- up to postkinematic Variscan massifs of the Western Carpathians core mountains (250-380 m. y., CAMBEL - VESELSKÝ 1981).

The alkali basalt vein is traceable within the distance of about 200 m, its thickness observed in the outcrop reaches about 80 cm. It is of nearly vertical dip. In the surroundings of the vein under consideration only the granodiorites of the so-called "Modra massif" occur. Except for the vein studied, alkali basalts effusives

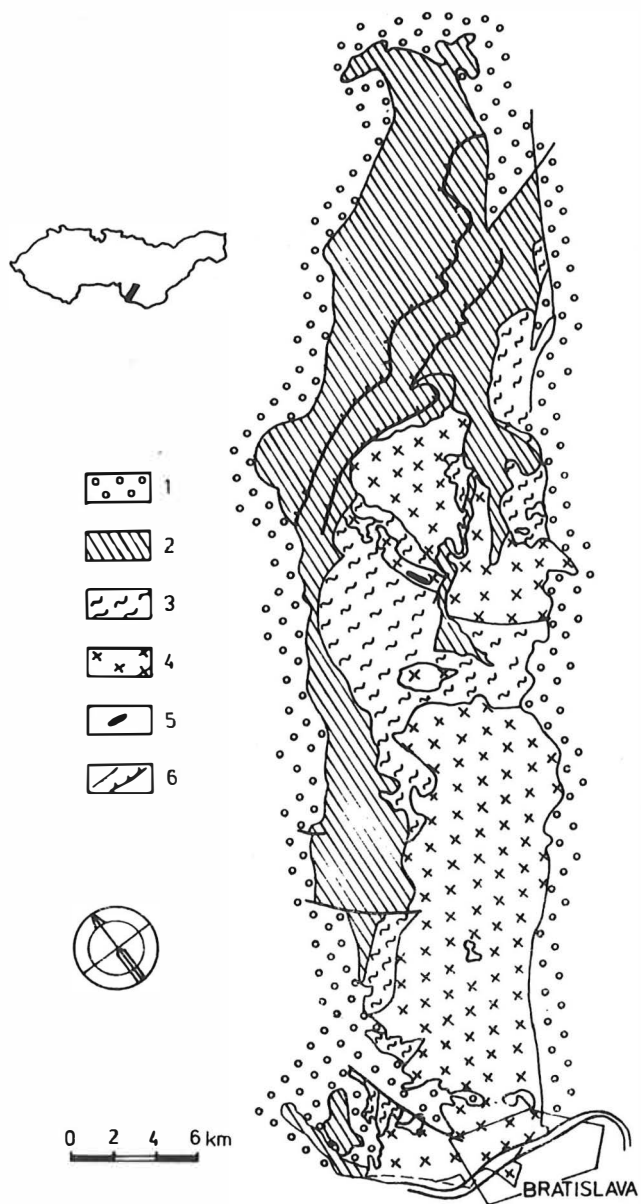


fig. 1 Simplified geological map of the Malé Karpaty Mts.
(MAHEL 1963)

- 1 - Neogene, 2 - Mesozoic, 3 - crystalline schists,
4 - granodiorite, 5 - vein of alkali basalt,
6 - faults, overthrusts

and extrusives of the same type (identical chemical composition of the rocks and clinopyroxenes, too) happen to exist in the Mesozoic of the Malé Karpaty Mts.

2. Petrography

The basic vein rock has strikingly porphyric texture with olivine, clinopyroxene and amphibole phenocrysts situated in originally glassy matrix. Euhedral olivine is replaced by chlorite, carbonate and aggregate of serpentine-group minerals. Clinopyroxenes often form glomerophytic accumulations. Zonal composition is typical for them (Taf. I, Figs. 5,6). Brown strongly pleochroic amphibole has various forms and sizes: it forms subhedral columns in the matrix (0,2 mm), or larger (up to 2 mm) euhedral columns in the matrix and xenoliths. The matrix of the vein rock is built up of fine-grained aggregate with prevailing light-green (Mg) chlorite. Pigmentation of the matrix with microscopic grains of Ti magnetite and ilmenite is discernible. Within the vein under consideration variable grain size and textures from core to rim are apparent - in the rim of the vein there are small amygdales (up to 2 mm) filled up by chlorite and carbonates. Their presence suggests its formation in shallow subsurface conditions.

The rock is characteristic by the presence of the recrystallized xenoliths of original carbonate rocks. Their size reaches up to 10 mm. In comparison with the enclosing rock they have different mineral composition, grain size and fabric. They consist of prevailing aggregate of microscopic size (Mg-chlorite, steatite), sometimes also small flakes of dark micas (biotite, phlogopite ?), carbonates and brown amphiboles. The essential argument proving that the xenoliths do not represent amygdale sections is that the columns of brown amphiboles often penetrate from the matrix to the area of the xenoliths. General appearance of the alkali basalt excludes the possibility to assign this mineral to the products of metamorphic recrystallization.

3. Composition of rocks and minerals

The presence of the recrystallized carbonate rocks xenoliths affected the chemical composition of the basalt (Tab. 1). Nevertheless, pronounced alkali character of the rock under consideration is evident (high TiO_2 content, which was not affected by the carbonate rock assimilation, total contents of alkali metals, contents of some trace elements etc.). On the basis of modal olivine (5 - 8 %), contents of normative ol and ne, or lc, too (Tab. 1), the rock in the IUGS classification (1978) is equal to the alkali basalt. The analyzed clinopyroxenes and amphiboles confirm ranking like that (Tab. 2). On the diagram (Fig. 2) the projection points of analyzed basalts are plotted within oceanic island basalt field (GLASSLEY 1974). Also the location of the projection points on the PEARCE & CANN (1971) discrimination diagram (Fig. 3) is in concordance with such geotectonic position.

The results of microprobe analyses are presented in Table 2 and they are plotted on Fig. 4. Clinopyroxene phenocrysts are strikingly zonal with increasing Ti, Al and Fe contents from core to rim and vice versa, simultaneous decrease of Si and Mg contents takes place. Matrix clinopyroxenes have the same composition as the inner margin of porphyric clinopyroxenes. Figs. 5 - 7 and Table 2 present localization of individual clinopyroxene analyses.

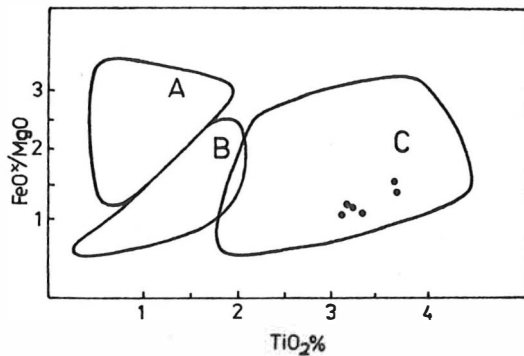


fig. 2
Analyzed samples in FeO^+/MgO :
 FeO^+ = total Fe as FeO.
A - island arc tholeiites,
B - ridge tholeiites,
C - oceanic island basalts
(GLASSLEY 1974)

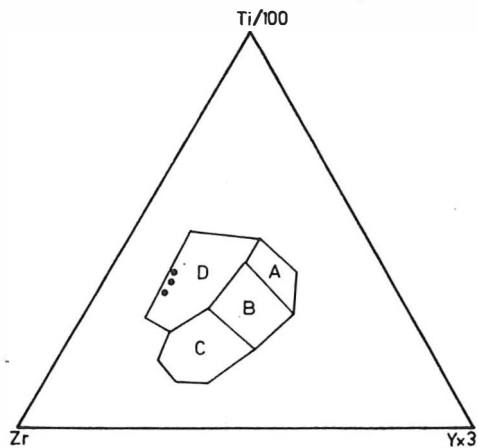


fig. 3
Ti-Zr-Y discrimination diagram
for basic volcanics (PEARCE
CANN 1973).
A - low K-tholeiites,
B - ocean floor basalts,
C - calc-alkaline basalts,
D - within plate basalts

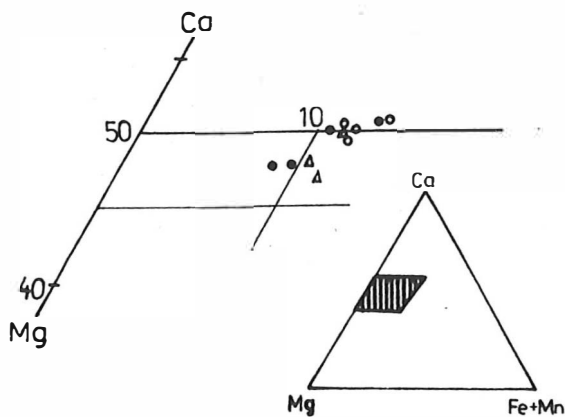


fig. 4
Position of analyzed clinopyroxenes in Ca-Mg- $\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mn}$ diagram.
Triangles - analyses No 1, 2, 3
(Table 2, fig. 7);
Dots - analyses No 4 - 7
(Table 2, fig. 5);
Circles - analyses No 8 - 11
(Table 2, fig. 6)

Tab. 1 Composition of the Mesozoic alkali basalts of the Malé Karpaty Mts.

	2	2a	1a	1	3	3a
SiO ₂	38,40	38,89	38,99	39,45	41,24	42,68
TiO ₂	3,27	3,18	3,02	3,17	3,72	3,79
Al ₂ O ₃	10,71	10,17	13,90	13,34	13,61	13,81
Fe ₂ O ₃	4,48	4,05	4,16	4,80	5,07	4,98
FeO	8,34	8,36	7,94	7,85	7,29	7,65
MnO	0,17	0,19	0,21	0,18	0,17	0,17
MgO	9,86	10,66	10,99	10,08	7,68	8,21
CaO	13,90	14,14	12,09	12,12	9,40	7,87
Na ₂ O	2,03	1,57	1,21	1,48	3,01	2,58
K ₂ O	1,01	0,72	1,72	1,88	2,46	1,96
P ₂ O ₅	0,48	0,53	0,53	0,49	0,55	0,60
H ₂ O ₂	0,44	0,22	0,35	0,34	0,34	0,51
H ₂ O ⁺	6,41	6,81	4,56	4,41	5,03	4,63
S	0,11	0,10	0,07	0,08	0,17	0,15
SO ₃	0,06	0,08	0,19	0,12	0,12	0,16
Total	99,67	99,67	99,93	99,79	99,86	99,75
Li	28			33	35	
Rb	16			30	54	
Cs	4			8	8	
Ba	1290			1620	1470	
Sr	720			930	1070	
Ni	171	166	147	160	84	72
Co	42	39	37	39	32	31
Cr	309	477	400	330	118	182
V	200	256	242	226	237	285
Zr	216	70	82	267	276	102
Y	22			26	28	
La	75			87	96	
CIPW						
ap	1,04	1,15	1,15	1,06	1,20	1,30
il	6,21	6,04	5,73	6,02	7,06	7,20
or	-0,71	3,69	5,85	8,87	14,55	11,59
ab	0,00	0,00	0,00	0,00	8,21	20,84
an	17,10	18,54	27,37	24,16	16,32	20,27
mt	6,49	5,87	6,03	6,96	7,35	7,22
di	38,83	38,37	23,19	26,03	21,14	11,78
ol	9,07	11,06	16,41	13,11	8,93	13,47
lc	5,24	0,43	3,38	1,76	0,00	0,00
ne	9,29	7,19	5,54	6,77	9,33	0,51

Trace elements in ppm

Tab. 2 Composition of clinopyroxenes and amphiboles

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48,90	47,90	45,02	40,86	49,04	47,10	46,29	41,67	43,98	45,15	44,62	38,92	37,79	36,61
TiO ₂	3,05	2,87	3,83	5,30	2,03	2,55	3,51	5,45	4,31	3,75	4,13	5,72	6,11	5,68
Al ₂ O ₃	5,92	5,47	8,17	10,17	4,73	4,98	7,62	9,95	9,25	8,23	8,63	13,65	14,51	14,61
Cr ₂ O ₃	-	-	0,39	0,10	0,21	0,22	0,45	0,04	0,05	-	0,42	-	-	-
FeO	6,71	6,59	6,62	7,71	5,45	6,13	6,32	7,77	7,28	7,10	6,75	11,09	10,03	10,74
MnO	0,10	0,14	0,07	0,06	0,09	0,08	0,12	0,06	0,09	0,09	0,03	0,13	0,17	0,18
MgO	13,82	14,31	13,05	11,68	15,21	15,13	13,32	11,60	12,65	12,95	13,08	12,81	13,62	13,07
CaO	21,73	23,10	23,27	23,12	23,09	23,23	23,43	23,01	23,13	23,00	23,40	11,62	11,27	11,62
Na ₂ O	0,34	0,34	0,32	0,37	0,30	0,33	0,34	0,46	0,46	0,42	0,35	2,06	1,94	1,99
K ₂ O	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,61	1,69	1,78
Total	100,56	100,74	100,75	99,37	100,14	99,75	101,41	100,01	101,21	100,70	101,41	97,66	97,14	96,28
Cation contents based on: 6 oxygens												23 oxygens		
Si	1,80	1,78	1,68	1,56	1,82	1,77	1,71	1,58	1,64	1,68	1,65	5,79	5,63	5,55
Al ^{IV}	0,20	0,22	0,32	0,44	0,18	0,23	0,29	0,42	0,36	0,32	0,35	2,21	2,37	2,45
Al ^{VI}	0,06	0,02	0,04	0,02	0,03	-	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,19	0,18	0,16
Ti	0,08	0,08	0,11	0,15	0,06	0,07	0,10	0,16	0,12	0,11	0,12	0,64	0,69	0,65
Cr	-	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-
Fe	0,21	0,20	0,21	0,25	0,17	0,19	0,20	0,25	0,22	0,22	0,21	1,38	1,25	1,36
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,02	0,02
Mg	0,76	0,79	0,72	0,67	0,84	0,84	0,73	0,66	0,70	0,72	0,72	2,84	3,02	2,95
												5,07	5,16	5,14
Ca	0,86	0,92	0,93	0,95	0,92	0,93	0,93	0,94	0,92	0,92	0,93	1,85	1,80	1,88
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,59	0,56	0,59
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,31	0,32	0,35
	3,99	4,03	4,04	4,07	4,05	4,06	4,03	4,07	4,03	4,04	4,04	2,75	2,68	2,82

Total iron as FeO. Roman numerals indicate the coordination of a cation

Monoclinic amphiboles (Tab. 2, Fig. 7) in LEAKE's (1978) classification belong to the Ca amphibole group; in the classification diagram of the same author they are plotted within the kaersutite field. The composition of amphiboles from the basalt and those from the xenoliths is practically identical.

4. Discussion and interpretation

In none of the xenoliths the presence of quartz was observed. It belongs to the rock forming minerals of the surrounding granodiorites. This observation, together with extremely low SiO₂ contents in the basalt (Tab. 1), excludes the possibility to consider the recrystallized xenoliths equal to the surrounding granodiorite, or to crystalline schists of its mantle. The lack of ore minerals in the recrystallized xenoliths areas support the concept of carbonate origin. That is why the original xenoliths probably did not contain substantial amount of iron.

The vein basic rock originated in shallow conditions, which are not related to the abyssal conditions of the granodiorite origin. This is supported mainly by the following lines of evidence: marked rock fabric, its porphyric character, probably glassy original matrix, observed features of "flowage" (preferred orientation of column amphiboles in the matrix), occurrence of small amygdales filled up with chlorite and carbonate and also intensive alteration of olivines and others.

The degree of metamorphic recrystallization of the xenoliths does not enable to determine original carbonates (Paleozoic ? Mesozoic ?). Determined K/Ar age of the basalt (92,5 m. y., CAMBEL, oral communication), together with its shallow fabric signs prove that penetration of basic magma into a fissure in the granodiorite massif took place after its tectonical placing (Middle Cretaceous ?) in present-day position. It was MAHEĽ (1981) who suggested such tectonic position of the Malé Karpaty Mts. granodiorite massif.

In this connection the carbonate rocks complexes (but most probably also other sedimentary complexes) in the basement of the Variscan Malé Karpaty Mts. granodiorite massif suggest themes for practical application. Practical application is conditioned by Malé Karpaty Mts. localization close to the Vienna basin with its deposits of gas and petrol.

5. Acknowledgements

The authors are greatly obliged to RNDr. P. JAKEŠ for providing the pyroxene and amphibole analyses presented in this paper.

References

- CAMBEL, B.: Oral communication (1981)
 CAMBEL, B.; VESELSKÝ, J.: Ergebnisse der K/Ar - Modellaltersbestimmung von Gesteinen und Prozessen im Gebiet der Kleinen Karpaten.
 Geol. zborn. - geologica carpathica, Bratislava 31 (1981) 2, S. 173-187

- GLASSLEY, W.: Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington.
Bull. Geol. Soc. Am., Washington 85 (1974) S. 785-794
- HOVORKA, D.: The West Carpathian Meso- and Cenozoic Basalts.
Geol. zborn. - geologica carpathica, Bratislava 29 (1978) 1, S. 77-89
- HOVORKA, D.; SPIŠIAK, J.: The Western Carpathians Mesozoic Alkali Basalts (in preparation)
- LEAKE, B.E.: Nomenclature of Amphiboles.
Min. Mag., London 42 (1978) S. 533-563
- MAHEL, M.: Island character of Klippen Belt; Vahicum - continuation of southern Penninicum in West Carpathians.
Geol. zborn. - geologica carpathica, Bratislava 32 (1981) 3, S. 293-305
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R.: Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y.
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 12 (1971) S. 339-349

The Prealpine Basic and Ultramafic Rocks from Romania

H. SAVU¹⁾ and CONSTANȚA UDRESCU¹⁾

S u m m a r y

The pre-Alpine basic and ultramafic rocks of Romania represent the metamorphosed products of the magmatites from the Dalslandian, Assyntic and Hercynian oceanic zones and originated in tholeiitic magmas, so that they show obvious similarities with the ophiolitic rocks.

The factors, controlling the formation process of the amphibolitic and serpentinitic rocks, sometimes determined the change in composition of the primary material. The rocks belonging to various cycles show differences in geochemistry.

Die präalpinen basischen und ultrabasischen Gesteine Rumäniens

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die präalpinen basischen und ultrabasischen Gesteine Rumäniens stellen die metamorphen Produkte der Magmatite der dalslandischen, assyntischen und herzynischen ozeanischen Zonen dar. Sie leiten sich von tholeiitischen Magmen ab und zeigen offensichtliche Ähnlichkeiten mit ophiolithischen Gesteinen.

¹⁾ Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr.1, 78344, București.

Die Gesteine der verschiedenen Zyklen zeigen geochemische Unterschiede und sind serpentinisiert und z. T. amphibolitisiert.

Les roches basiques et ultrabasiques de Romaine

R e s u m é

Les roches basiques et ultrabasiques des zones océaniques préalpine sont les résultats métamorphiques des magmas tholeitiques dalslandiennes, assyntiennes et hercyniennes. Leur origine est tholeitique et a des bonnes relations avec les roches ophiolitiques.

Ces roches sont amphibolitisent et serpentinisent. Dans les cycles différents, ils montrent des évidents différences géochimiques.

Доальпийские основные и ультраосновные породы Румынии

Р е з ю м е

Метаморфизованные основные и ультраосновные породы доальпийских (дальсландийских, ассинтийских и герцинских) океанических зон Румынии произошли из толеитовых магм. Они очевидно показывают сходство с офиолитами.

Изменения состава примерного материала частично зависят от факторов процессов происхождения амфиболитов и серпентинитов. Породы различных циклов имеют различия в геохимии.

The pre-Alpine basic and ultramafic rocks of Romania are mainly hosted in crystalline schists that belong to three tectonomagmatic cycles: Dalslandian, Assyntic and Hercynian or Variscan. These rocks were formed in the initial pre-orogen stage of the evolution of the old oceanic zones. That is why they are usually associated with the metamorphic rocks formed at the expense of the sedimentary deposits of the early stages of these oceans. Like the siliceous-aluminous formations with which they associate, the basic and ultramafic rocks underwent the influence of the regional metamorphism.

1. Geological and Petrographic Remarks on the Basic and Ultramafic Rocks on the Romanian Territory

1.1. Dalslandian rocks

The Dalslandian metamorphic formations (850 ± 50 m.y.) with which basic and ultramafic rocks are associated, are widespread especially in the South Carpathians (Getic Nappe); they also occur in the East Carpathians, the Apuseni Mountains and Dobrogea. The metamorphosed basic rocks in the various metamorphic series form amphibolite complexes, such as the complex C₅ in the Sebeş-Lotru Series of the Semenic Mountains,

the rocks of the Lotru Mountains (SAVU et al., 1980), the Sebeş Mountains (PAVELESCU & PAVELESCU, 1970) and those of the Gumpăna-Holbav Series of the Făgăraş Mountains (ANTON & CONSTANTINESCU, 1980).

B a s i c r o c k s usually show a banded structure, which was eventually brought about by the metamorphic differentiation; this feature was probably also determined by the stratified primary texture of the basic tuffs which alternated with tuffitic materials that were richer in feldspars and other aluminous silicates. The basic rocks were metamorphosed under various PT conditions from the chlorite isograd to the sillimanite one. Depending on the metamorphism and primary composition of the rocks, there resulted amphibolites formed of plagioclase (An_{20-40}) and green hornblende, associated with biotite, magnetite, ilmenite and rarely a clinopyroxene.

The amphibolite complexes are sometimes associated with small serpentinite bodies, sometimes with quartz-feldspar gneisses, and crystalline limestones and dolomites, as in the Semenic and Făgăraş Mountains. The amphibolite complex of the Semenic Mountains is connected with a horizon of manganese and iron silicates as well as Mn-ferrimuscovite and piedmontite micaschists. Some amphibolites from the Lotru Mountains contain considerable TiO_2 (8.54 - 10.39 %) and iron concentrations (SAVU et al., 1980). In the South Carpathians amphibolites are sometimes associated with rocks of eclogitic character (KASPER & FOCŞA, 1972), lenses of crystalline limestones and magnetite.

The **u l t r a m a f i c r o c k s** are interbedded in the Dalslandian crystalline schists as small peridotite and serpentinite bodies. The latter do not show stratified textures, except for the body on the Păscoais Valley (Lotru Mountains), within which an amphibolite lenticular separation is found, probably formed at the expense of a gabbro schliere. This is why the question arises whether these bodies represent olistoliths or olistostromes, removed from the ocean floor and embedded in the mass of Dalslandian flysch deposits on the margins of the oceanic zones, being afterwards metamorphosed together.

The ultramafic rock bodies show several structural features determined especially by the regional metamorphism and metasomatic processes. The serpentinite bodies lying in the almandine and biotite zones from the Semenic Mountains are partially talc-bearing, showing on the margins zones of reaction with the surrounding crystalline schists formed of phlogopite and tremolite-actinolite amphibole, while those in the kyanite zones include reaction zones formed of tremolite-actinolite amphibole. Zones of reaction with amphiboles and biotite (phlogopite) form at the contact with the pegmatites and migmatites from the Lotru Mountains (SAVU et al., 1980).

The Dalslandian ultramafic rock bodies consist of various types of metamorphosed peridotites (harzburgites, lherzolites, wehrlites, saxonites) and, more rarely, dunites. The following metamorphic paragenesis is characteristic of these bodies: olivine-pyroxene-tremolite-actinolite, hornblende-talc-magnetite. It is found that the ultramafic rocks affected by a strong regional metamorphism ($T > 450$ °C) completely recrystallized, being then serpentized by the late-metamorphic solutions. The rocks in the chlorite, biotite and possibly garnet zones ($T < 450$ °C) might have undergone a direct serpentization of the primary ultramafic rock.

1.2. Assyntic rocks

The Assyntic basic and ultramafic rocks (550 - 570 m.y.) are widespread in all the regions of the Romanian Carpathians, belonging to several rock series, some of which being considered as older (PAVELESCU & PAVELESCU, 1970).

Within the Dal s l a n d i a n A u t o c h t h o n of the South Carpathians one should mention the Drăgșan, Măru (SAVU et al., 1981) and Ielova amphibolite series (MUREȘAN et al., 1974). The Getic Nappe includes the Valea lui Stan and Cărpiniș series with amphibolites and, extremely rarely, ultramafics. The metamorphosed stratified body of the Valea Muntelui Series (CODARCEA, 1965) stands out. The Biharia Series is characteristic of the Apuseni Mountains. In the East Carpathians the metamorphosed basic rocks are succeeded by acid metatuffs. The former are associated with manganese and iron silicates and carbonates, while the latter are associated with syngenetic deposits of polymetallic sulphides.

The metamorphism of these series lies between the staurolite and chlorite zones, only exceptionally reaching higher intensities. Some amphibolite series of the South Carpathians and the Apuseni Mountains are affected by granitoid synkinematic solutions, being migmatized (SAVU et al., 1981).

The amphibolitic rock series, especially those from the Danubian Autochthon, are marked by a banded structure, within which orthoamphibolites alternate with leucocrate quartz-feldspar gneisses, amphibolitic gneisses, micaschists and biotite quartzites. They consists of plagioclase, amphibole, biotite, rarely garnet, in addition to which there are epidote, magnetite, ilmenite and chlorite.

The A s s y n t i c u l t r a m a f i c b o d i e s are also small-sized, consisting of serpentinites including bastite pseudomorphoses after orthopyroxene. Metasomatic asbestos veins are also present in places. Except for the stratified body of Valea Muntelui, which consists of the periodotite (serpentinite) and metagabbro-amphibolite horizons, the other bodies, although usually hosted in the amphibolite series, do not show such a structure and no intrusion relations, a reason why the hypothesis of embedding as olistoliths within the pre-metamorphic rock mass might be also valid in this case.

1.3. Hercynian rocks

The rocks of the Hercynian or Variscan cycles (320 m.y.), belonging to the Devonian or Lower Carboniferous, are represented especially by basic magmatites, metamorphosed under the greenschists facies conditions, the chlorite zone. They are characterized by the following paragenesis: albite - chlorite - epidote - magnetite (oligiste).

Such metabasaltic series occur in the Apuseni Mountains (SAVU, 1965) and North Dobrogea. Within the Danubian Autochthon basic metatuffs prevail, associated with some ultramafic rock olistoliths which do not show contact metamorphism relations with the neighbouring rocks (PAVELESCU & PAVELESCU, 1970). An asymmetrical lopolite consisting of dunites, serpentitized peridotites and metagabbros (BERCIA & BERCIA,

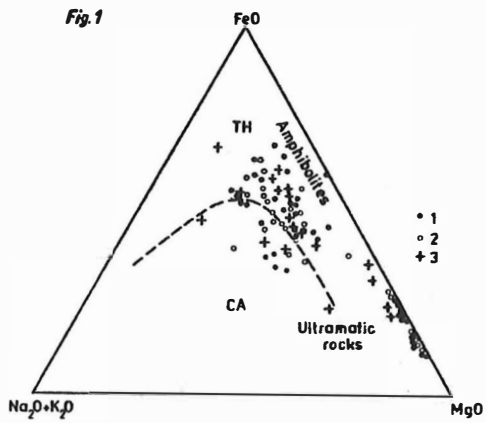


fig. 1
FeO - MgO - Na₂O + K₂O
diagram:
1, Dalslandian rocks;
2, Assyntic rocks;
3, Hercynian rocks

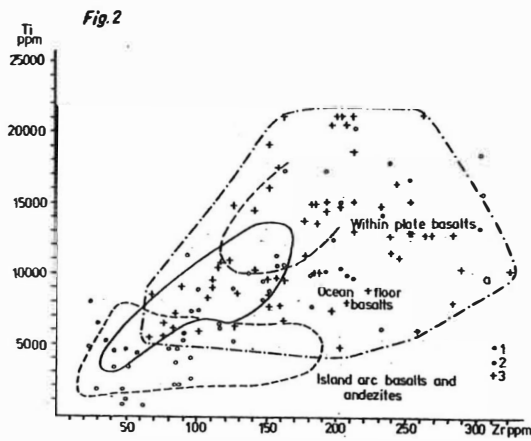


fig. 2
Ti-Zr diagram:
1, Dalslandian rocks;
2, Assyntic rocks;
3, Hercynian rocks; a, the
Hercynian rocks field

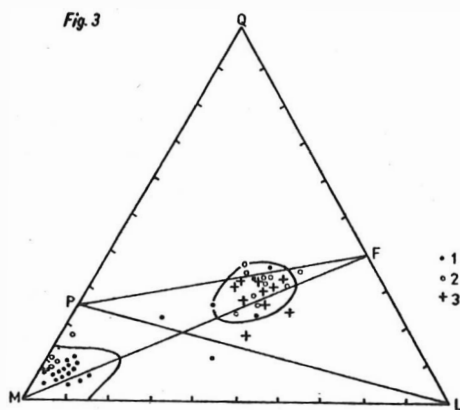


fig. 3
QLM diagram:
1, Dalslandian rocks;
2, Assyntic rocks;
3, Hercynian rocks

1962) is known at Iuși, on the Danube. A weakly metamorphosed spilitic series, associated with acid volcanics, develops in the Apuseni Mountains Permian formations.

2. Petrology and Geochemistry

Geological observations show that the metamorphosed basic and ultramafic rocks originated in basaltic lavas, tuffs, tuffites and small intrusive or embedded bodies in the pre-Alpine oceanic zones. The primary magmas giving rise to these rocks were formed in the upper mantle and displayed a tholeiitic character, as shown on the diagram on Figure 1, made according to IRVINE & BARAGAR (1971). Some of the amphibolitic rocks shift to the calc-alkaline domain, which might be due to several factors. The magmatic differentiation might be one of them, since it is acknowledged that the later products of the Alpine tholeiitic magmas, as gabbros rich in plagioclase, anorthosites, spilites, granophyres and trondhjemitic plagiaplites usually shift to this field. Other factors are supposed to be the contamination of basic tuffs (tuffites) with siliceous-aluminous material during their sedimentation, the metamorphic differentiation and change in composition of the amphibolites by arkeritic, synkinematic migmatization during the metamorphism (SAVU et al., 1981).

The Assyntic rocks are clearly distinguished from the Hercynian ones as regards the Ti and Zr contents (SAVU & UDRESCU, 1975). The latter two elements show a positive correlation in the Assyntic amphibolites, the variation domain of the concentrations being situated between 1,000 - 20,000 p.p.m. for Ti and 25 - 300 p.p.m. for Zr. Still the Ti < 12,000 p.p.m. and Zr < 200 p.p.m. values prevail (75 % of the samples). On the diagram on Figure 2 the Assyntic amphibolites are distributed to all the three fields established by PEARCE & GALE (1977) for the volcanic rocks. Supposing that these rocks formed mainly in an ocean floor zone, the shift of some of them to the island arc and "within plate" volcanics domains is determined, in our opinion, by the impact of the same above-mentioned factors.

Unlike the Assyntic rocks, the Hercynian rocks are marked by frequent higher Ti (> 12,000 p.p.m.) and Zr (> 200 p.p.m.) contents. No Ti < 5,000 p.p.m. and Zr < 65 p.p.m. values have been recorded; 20 % of the samples displayed these values in the case of the Assyntic rocks. There is no longer a positive correlation between these two elements, the rocks on the diagram on Figure 2 being projected in a larger field, only partly covering the ocean floor basalts domain (Dobrogea) and the oceanic "within plate" basalts domain (SAVU & TIEPAC, 1979).

The basic and ultramafic rocks of the three tectono-magmatic cycles show obvious affinities to the ophiolitic rocks because, as shown by the researches carried out by SAVU (1965) and SAVU et al. (1980, 1981), on the QLM diagram (Fig. 3) they lie in the two fields covered by the Alpine ophiolites from the Alps, Apennines and Dinarides.

The fact that, unlike many Alpine ophiolites, the pre-Alpine amphibolites often alternate with metamorphosed terrigenous rocks, should be explained as follows: sedimentation in older oceans was much more active and strongly manifested since the initial stage.

3. Conclusions

The following conclusions arise from the paper:

- The pre-Alpine basic and ultramafic rocks of Romania represent the metamorphosed products of the magmatites from the Dalslandian, Assyntic and Hercynian oceanic zones.
- The primary magmas exhibited a tholeiitic character, so that the rocks show obvious similarities with the ophiolitic rocks.
- The evolution of the formation process of the amphibolitic and serpentinitic rocks in the oceanic zones was controlled by several factors, which sometimes determined the change in composition of the primary material.
- The rocks belonging to various cycles show differences as regards their geochemical properties.

References

- ANTON, I.; CONSTANTINESCU, R.: Petrological observations on amphibolitic rocks from west Făgăraș Mts. (1979), in press
- BERCIA, I.; BERCIA, E.: Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud. An. Com. Geol., București 32 (1962), p. 425-480
- DESSILA-CODARCEA, M.: Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari-Cisnădioara-Sadu. Mem. Com. Geol., București 6 (1965), p. 1-96
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., Ottawa 8 (1971), p. 523-548
- KASPER, H.U.; FOCSA, I.: Ein neues Eklogitvorkommen im Kristallin der Südkarpaten (Rumänien). Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr.-Géologie, București 17 (1973), p. 95-98
- MUREȘAN, M.; ZLATAROVA-TOP, L.; PITULEA, Gh.: Caracterele petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinul de Jelova (zona Camenița-Urda Mare din Banatul de SW). D.S. I.G.G., București 60 (1974) 1, p. 53-85
- PAVELESCU, L.; PAVELESCU, M.: Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Paring). An. Inst. Geol., București 38 (1970), p. 181-222
- PEARCE, J.A.; GALE, G.H.: Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In JONES, M.J. "Volcanic processes in ore genesis". Inst. Mining and Metallurgy and Geol. Soc. Special Publ., London 7 (1977), p. 14-24
- SAVU, H.: Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). Mem. Com. Geol., București 8 (1965), p. 1-148
- SAVU, H.; UDRESCU, C.: Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. X-th Congress CBGA, Bratislava 1973, Bratislava 4 (1975), p. 214-221
- SAVU, H.; TIEPAC, I.: Noi cate asupra geochimiei și genezei masivului de roci bazice metamorfizate și alcaline de la Bîrzava (Munții Drocea). (1979), in press.

- SAVU, H.; UDRESCU, C.; CĂLINESCU, E.: Petrology and geochemistry of Dalislandian ultramafic and basic metamorphosed rocks from the Getic unit (Lotru Mts.). (1980), in press.
- SAVU, H.; HANN, H.P.; UDRESCU, C.; NEACȘU, V.: Petrology and geochemistry of the amphibolites from the Măru series (Muntele Mic) and of the associated ultramafic rocks. (1981), in press.

Zu einigen isotopengeochemischen Ergebnissen und Problemen
basischer Magmatite Mitteleuropas ¹⁾

J. PILOT

Z u s a m m e n f a s s u n g

Sr-Isotopenuntersuchungen (einschließlich der Rb- und Sr-Gehalte) von Basiten und Keratophyren des initialen Orogenesestadiums vom Rhenohercynikum und Saxothuringikum, sowie von tertiären Basiten und Phonolithen werden neu diskutiert (Werte von PILOT u.a. (1981) sowie PFEIFFER u.a. (1980)). Histogramme der anfänglichen Sr-Isotopenwerte (zur Zeit der Platznahme und Erstarrung der Magmen) zeigen eine Betonung bei Werten, die dem (an großionigen lithophilen Elementen) unverarmten und verarmten Mantel entsprechen. Im Rhenohercynikum, bei welchem die Proben im km-Abstand liegen, ergeben 4 Punkte eine Isochrone, deren Alter mit 360 Ma die Platznahme gut wiedergibt, ein Zeichen für die Geschlossenheit des Rb-Sr-Systems bei diesen Proben. Die räumlich weit auseinanderliegenden Proben des Saxothuringikums ergeben zwei lineare Anordnungen, die als Mantel-isochronen mit einem Alter von (1631 ± 87) Ma und (705 ± 42) Ma gedeutet werden. Mögliche Konsequenzen werden diskutiert.

Some results of isotopic geochemistry and problems of
basic magmatites in Middle Europe

S u m m a r y

Sr-isotopic investigations (involved Rb- and Sr-contents) from mafic rocks and keratophyrs of the initial stage from the variscic orogenesis of the Rhenohercynian and Saxothuringian as well as tertiary mafic rocks and phonolithes are discussed newly. Histograms of the initial Sr-isotopic data (time of emplacement and solidification of the magmas) show an accentuation near values corresponding the (in large ion lithophile elements) unimpoverished and the impoverished mantle. Samples from Rhenohercynian have km-distances, there are an isochron of 4 points, which reflect (age 360 ± 14 Ma) the

¹⁾ Mitteilung Nr. 1458 der Sektion für Geowissenschaften, Bergakademie Freiberg

emplacement-age very well this samples have closed behaviour of the Rb-Sr-system. Samples from Saxothuringian are more distant, their points give two linear trends, which are interpreted as mantle-isochrones with ages of 1631 ± 87 and 705 ± 42 Ma. Possible inferences are discussed.

Sur quelques resultats et problèmes isotopen
géochimiques des roches basiques d'Europe central

R e s u m é

Des analyses des isotopes du strontium (y compris les teneurs du Rb et du Sr) des roches basiques et des k ratyphyres du stade initial de l'orog nese du Rhenohercynien et du Saxothuringien, ainsi que des roches basiques tertiaeres et des phonolites seront à nouveau discutées (valeurs de PILOT et autres (1981), aenoi que de PFEIFFER et autres (1980)). Des histogrammes des valeurs originaires des isotopes du strontium (au moment de la mise en place et de la consolidation des magmas) montrent une accentuation chez les valeurs (chez les éléments lithophiles à grands ions), qui correspondent au manteau non appauvri et appauvri. Dans le Rhenohercynien, dans lequel se trouvent les échantillons en distance-kilométrique, 4 points donnent un isochrone, dont l'âge avec 360 M.A. redonne bien la mise en place, un signe pour la fermeture du système Rb-Sr chez ces échantillons. Les échantillons du Saxothuringien se trouvant spacialement loin les une des autres, donnent deux arrangements lineaires, qui sont interprétés comme des isochrones du manteau avec un âge de (1631 ± 87) M.A. et (705 ± 42) M.A. Des consequences possibles seront discutées.

Несколько изотопно-геохимических результатов и проблемы основных магматитов Среднего Европы

Р е з ю м е

Исследование изотопов стронция (включительно содержание рубидия и стронция) основных пород и кератофиров начальной стадии вариссийской орогенезы Реногерцинской с Саксотюрингской зон, как и третичных базальтов и фonoлитов обсуждаются заново (данные Пилот и др. 1981, как и Пфейффер и др. 1980 г.). Гистограммы начальных значений стронция (ко времени остановки и застывания магмы) показывают скопления значений, соответствующих обеднённой крупноионными литофильными элементами и необеднённой оболочке. В Реногерцинской зоне, где пробы взяты на расстоянии километра друг от друга, 4 пункта составляют изохрону, хорошо отражающая остановку и возраст магмы в 360 миллионов лет, признак тому, что система рубидий-стронций в этих пробах замкнута. Пробы из Саксотюрингской зоны, расположены далеко друг от друга и образуют два линейных расположения, интерпретируемых как изохроны оболочки возрастом (1631 ± 87 миллионов лет) и 705 ± 42 мил. лет. Обсуждаются возможные выводы.

1. Einleitung

Im Rahmen einer umfassenden Bearbeitung basischer Magmatite Mitteleuropas, insbesondere der DDR, sind auch isotopengeochemische Untersuchungen durchgeführt worden. Die Ergebnisse der ^{18}O -Untersuchungen bestätigen wohl die Mantelherkunft dieser Basite, zeigen aber teilweise beträchtliche Beeinflussungen der ^{18}O -Gehalte, die nach dem Eindringen der Magmen in die Kruste bzw. bei deren Effusion auf der Oberfläche (z.T. submarin) und bei deren Erstarrung stattfanden und vornehmlich durch fluide Phasen (H_2O , CO_2) vermittelt wurden. Die Abweichungen vom Mantelwert sind demgemäß bei den jungen kratonalen Magmatiten (Mittel +7,6 ‰) am geringsten, wesentlich stärker bei den subsequenten Magmatiten (Mittel +10,3 ‰) und bei den Vulkaniten des initialen Orogenesestadiums (Mittel +12,4 ‰) am größten, wobei bei letzteren auch unverfälschte Proben mit Mantel- $\delta^{18}\text{O}$ -Werten unter 7,5 ‰ durchaus vorkommen (ASTL u.a. 1974; NESTLER, 1976).

Generell stellen sich ^{18}O -Gehalte ein bzw. werden verändert auf Grund von Isotopieeffekten, insbesondere durch Isotopenaustauschvorgänge, die in Richtung auf ein Gleichgewicht verlaufen. Ein völlig anderer Mechanismus dominiert bei den meisten radiogenen Isotopen; sie wachsen an durch den radioaktiven Zerfall des entsprechenden Mutterisotopes, die Größe dieses Anwachsens hängt von der Konzentration des Mutterisotopes, der Geschwindigkeit des radioaktiven Zerfalles (bestimmt durch die Zerfallskonstante λ) und der Zeit ab.

Daher war es besonders interessant, von diesen Basiten Sr-Isotopen-Bestimmungen auszuführen und eine Sr-Isotopen-Systematik anzustreben, von denen hier berichtet werden soll (PILOT u.a.; PFEIFFER u.a. 1980).

2. Anfängliche Sr-Isotopenverhältnisse; ihr Vergleich bei Basiten unterschiedlicher tektonischer Position

Da das Platznahme-Alter von Initialiten und Gesteinen der Subsequenzperiode gut belegt ist, bestand hier primär nicht die Absicht, Proben für möglichst gut gesicherte Isochronen zu gewinnen und zu verwenden; vielmehr kann aus dem gemessenen (also heutigen) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, dem bekannten Alter und den gemessenen Rb- und Sr-Gehalten das anfängliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis berechnet werden und zur Charakterisierung der Genese herangezogen werden. Es ist bekannt, daß die Sr-Isotopenverhältnisse sich im Mantel, ausgehend vom anfänglichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,69898$ (BABI), auf Grund des niedrigen Rb-Sr-Verhältnisses (0,03) im Laufe der Erdgeschichte viel langsamer entwickeln als in der Kruste mit einem nahezu zehnmal größeren Rb/Sr-Verhältnis (Abb. 1). So nehmen wir bei Werten kleiner 0,706 eine Mantelherkunft, bei größeren Werten eine Krustenherkunft an. Allerdings sind BROOKS, JAMES und HART (1976) auf Grund von Ergebnissen sogenannter Mantelisochnonen der Meinung, daß in Folge von Heterogenitäten im Mantel teilweise Werte bis 0,712 anzutreffen sind.

Bei der Berechnung von anfänglichen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten muß man allerdings die Proben als geschlossene Systeme nach der Platznahme voraussetzen. Dies ist eine kritische Voraussetzung, zeigen doch die ^{18}O -Untersuchungen beträchtliche Abweichungen von den

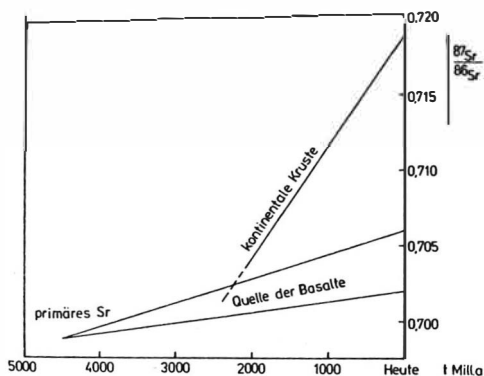


Bild 1:
Schematische Darstellung der Entwicklung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mantel und Kruste im Laufe der Erdgeschichte. Das Rb/Sr-Verhältnis ist in der Kruste (mit $\sim 0,3$) viel größer als im Mantel (mit $\sim 0,03$)

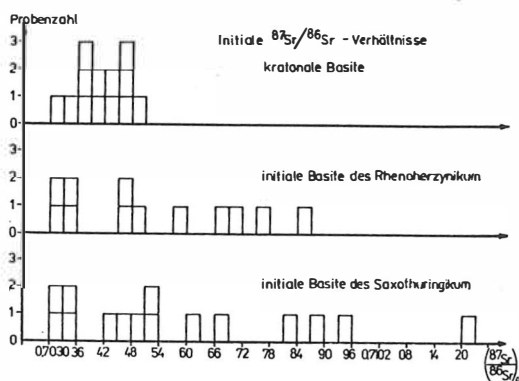


Bild 2:
Anfängliche $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Verhältnisse von kratonalen (tertiären) Basiten des Erzgebirges und der Lausitz sowie von initialen Basiten des Saxothuringikum und des Rhenoherynikums (Werte aus PILOT u.a. (1981) sowie PFEIFFER u.a. (1980)).

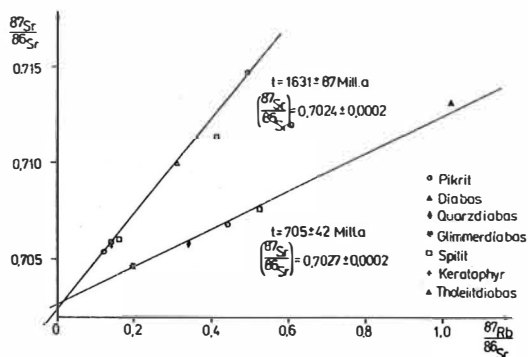


Bild 3:
Isochrone und andere Punkte von Basiten im Rhenoherynikum. Mit eingezeichnet ist eine nicht gesicherte "Isochrone" von Keratophyren, deren Punkte weit rechts außerhalb dieses Diagramms liegen (Werte aus PILOT u.a. (1981) und PFEIFFER u.a. (1980)).

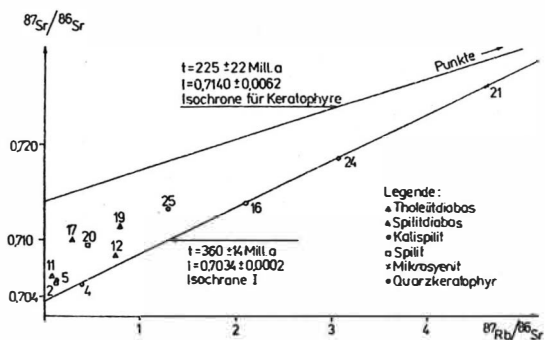


Bild 4:
2 mögliche Rb-Sr-Mantelisochronen von Basiten des Saxothuringikum (Werte aus PILOT u.a. (1981)).

Mantelwerten. Auch für Strontium ist ein Austausch zwischen dem Meerwasser und dem Gestein am Meeresboden bekannt (MUEHLENBACHS und CLAYTON 1976; McCULLOCH u.a., 1980), er dürfte jedoch von geringerem Grade sein.

Die anfänglichen $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (Platznahme) wurden berechnet gemäß

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{gem.}} - \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

wobei für das Rhenoherynikum ein Platznahmealter von 370 Ma und für das Saxothuringikum ein solches von 360 Ma angesetzt wurde ($\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$). Für die jungen kratonalen Basite sind die Korrekturen bei Verwendung eines mittleren Alters von 30 Ma i.A. unbedeutend.

Eine vergleichende Darstellung der anfänglichen $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Werte von initialen Basiten des Saxothuringikums, des Rhenoherynikum und kratonaler Basite des Erzgebirges und der Lausitz zeigt Abb. 2. Im Vergleich zu den kratonalen Basiten überrascht beim Rhenoherynikum und Saxothuringikum ein relativ breites Spektrum. Insofern ähnelt - rein formal gesehen - dieses Bild demjenigen der ^{18}O -Werte. Bei genauerem Zusehen scheinen sich jedoch (- die Probenzahl ist noch relativ gering -) sowohl im Saxothuringikum wie im Rhenoherynikum zwei Häufungspunkte herauszukristallisieren, eines bei 0,7033 und eines um 0,7048, während die höheren Werte geringer gruppiert oder einzeln vorkommen. Die kratonalen Basite hingegen bewegen sich praktisch nur zwischen diesen beiden Häufungspunkten, wobei die Ränder auch betont erscheinen.

Eine erste, einfache Deutung für diese beiden Häufungspunkte wäre folgende: globale Untersuchungen mit dem Mutter-Tochter-System Sm-Nd ergaben, daß wir im Erdmantel eine Region - den sog. ozeanen Mantel (entspricht der "low velocity" Zone) - haben, die an großionigen lithophilen Elementen verarmt ist und die Quelle der Mittelozeanen Rückenbasalte (MORB) darstellt (WASSERBURG, DE PAOLO 1979). Demgegenüber sind tiefere Zonen des Erdmantels nicht verarmt und entsprechen sogar hinsichtlich des Sm/Nd-Verhältnisses einer chondritischen Zusammensetzung, so daß man hier von einem einheitlichen chondritischen System sprechen kann. Die kontinentalen Flutbasalte weisen eine Nd-Isotopenzusammensetzung auf, die einem solchen einheitlichen chondritischen System entspricht (DE PAOLO und WASSERBURG, 1979); aber auch die Quelle von Kimberliten entspricht einem solchen System im Nd-Isotopenverhältnis und damit auch im Sm/Nd-Verhältnis (BASU, TATSUMOTO, 1980). Hinsichtlich des Rb-Sr-Systems kann man infolge der Aufnahme von Rb bei der Bildung des Erdkernes im tieferen Erdmantel nicht von einer chondritischen Zusammensetzung sprechen, wohl aber von einem einheitlichen Reservoir, bei dem das Rb/Sr-Verhältnis gegenüber der chondritischen Zusammensetzung erniedrigt ist. Nachdem man für ozeane Magmatite eine relativ gute Korrelation zwischen deren Nd- und Sr-Isotopenverhältnissen gefunden hatte, konnte man die heutigen Sr-Werte für das einheitliche Reservoir von den gut gesicherten Nd-Werten ermitteln. Es ergibt sich für das einheitliche Reservoir für heute

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{ER}} = 0,7045 \text{ bis } 0,7050 \quad (2)$$

während MORB

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{MORB}} = 0,7025 \text{ bis } 0,7030 \quad (3)$$

aufweisen. (Dazwischen liegen ozeane Intraplatten-Inseln). Diese Werte ähneln aber den beiden Häufungspunkten der Initialite vom Saxothuringikum und vom Rhenoharzynikum und in etwa auch denjenigen der jungen Basite. Es erhebt sich damit die Frage, ob hier bei diesem Magmatismus beide Mantelbereiche in irgendeiner, vielleicht indirekten, Weise beteiligt sind.

Es bleibt dann die Frage offen, ob die höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der restlichen initialen Basite die Verhältnisse ihrer Mantelquelle widerspiegeln oder eine krustale Beeinflussung erfahren haben.

Eine krustale Beeinflussung des Sr-Isotopenverhältnisses haben aber sicher die sauren Vertreter der Initialite (Keratophyre, Quarzkeratophyre, Quarzporphyre) erfahren; die nach (1) errechneten anfänglichen $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Werte liegen viel niedriger, z.T. wesentlich unter dem BABI-Wert von 0,69898, was nach allen bisherigen Erfahrungen an Material unseres Planetensystems nicht vorkommen dürfte.

Hinsichtlich der jungen kratonalen Basite ist recht interessant, daß von fünf dieser Proben auch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vorliegen, die sich von 6,2 bis 9,7 erstrecken. Jedoch haben die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von +8,4 und +9,7 keine erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte (0,7041 und 0,7042); es ist also bei diesen Proben keine Beeinflussung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zu erkennen.

3. Ansätze zur Rb-Sr-Systematik

Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß die hier untersuchten Proben nicht mit dem Ziel herausgesucht wurden, die Voraussetzungen für das Zustandekommen von Isochronen zu erfüllen (gleiches anfängliches $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, unterschiedliches Rb/Sr, je geschlossenes System für Rb und Sr). Dennoch ist es instruktiv, die Proben in ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ gegen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm einzutragen.

Die Proben des Rhenoharzynikums stammen aus dem engbegrenzten Gebiet des Elbinge-röder Komplexes. Zwei Spilite, ein Kalispilit und ein Mikrosyenit zeigen eine außerordentlich gute lineare Anordnung. Sie sind gleichzeitig die unteren Grenzpunkte des Punktfeldes. Als Isochrone aufgefaßt ergibt sich ein Alter von $t = 360 \pm 14 \text{ Ma}$, was innerhalb des Fehlerbereiches das stratigraphisch ermittelte Alter (Eifel-Givet $\sim 365 \text{ Ma}$) sehr gut trifft. Dies weist darauf hin, daß diese vier Proben nach ihrer Platznahme für Strontium und Rubidium geschlossen geblieben sind und zur Zeit der Platznahme dasselbe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ gehabt haben. Man kann am einfachsten annehmen, daß diese Proben mit Meerwasser kein Strontium ausgetauscht bzw. vom Meerwasser kein Strontium aufgenommen haben, da das damalige Ozeanwasser ein Strontium mit etwa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,708$ hatte. Diese Proben haben ein anfängliches $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ von 0,7034 $\pm 0,0002$, ein Wert, der nahe dem Verhältnis des verarmten Mantels liegt.

Für die Proben, die oberhalb dieser Isochrone liegen, kann die Möglichkeit des Austausches oder der Aufnahme von ozeanem Strontium nicht ausgeschlossen werden: die anfänglichen $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ variieren von 0,7046 bis 0,7085, übersteigen also das damalige Ozeanwasser-Strontium nicht. Sie zeigen auch nicht eine so strenge lineare Anordnung, die einem ähnlichen Alter entspricht. In diesem Falle würden allerdings die dem unverarmten Mantel entsprechenden Proben nur einen zufälligen Grad des Austausches mit Ozeanstrontium darstellen. Eine Alternative dazu bestände darin, daß diese Proben weitgehendst die Strontiumisotopenzusammensetzung behalten haben, teilweise dem verarmten, teilweise dem unverarmten Mantel entsprechen, der Rest aber von angereicherten Partien des Mantels her stammt. Die Voraussetzung für das Zustandekommen einer Isochrone, nämlich die Strontiumisotopenhomogenisierung bei der Platznahme, ist hier nicht gegeben.

Nähere Auskünfte zu diesem Problem dürften $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an denselben Proben bringen, die noch nicht vorliegen; später auch Sm-Nd-Untersuchungen als Ergänzung zu den Rb-Sr-Bestimmungen an denselben Proben.

Für die Keratophyre und Quarzkeratophyre ist die Annahme einer stärkeren Störung wohl unausweichlich: drei Punkte sind linear angeordnet, die vierte Probe liegt weiter ab. Ein sich ergebendes Alter von 225 ± 22 Ma liegt weit nach der Platznahme am Ende des Zechsteins. Eine befriedigende Deutung dazu liegt noch nicht vor.

Die Proben des Saxothuringikums liegen räumlich wesentlich weiter auseinander als diejenigen des Elbingeröder Komplexes. So ergaben sich hier auch nicht lineare Anordnungen, die echte Isochronen der Platznahme darstellen könnten. Vier Quarzkeratophyre und ein Quarzporphyr liegen recht gut auf einer Geraden, die aber mit einem sich ergebenden Alter von 268 ± 16 Ma an das Ende der variszischen Orogenese rückt; diese Proben erscheinen also auch hier - ähnlich wie im Elbingeröder Komplex - wesentlich jünger als das Platznahmealter. Bezeichnenderweise ergeben auch hier die basischen Proben mit den geringsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten keine der Platznahme entsprechende Isochrone, was jedoch im großen Probenabstand (in der Größenordnung von 100 km) begründet sein mag.

4. Das Problem der Mantelisochnonen (Mantelisochnonen oder Mischungslinien?)

Der große Probenabstand erlaubt jedoch eine andere Aussagemöglichkeit, die hier insbesondere an den Proben mit den höchsten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten deutlich wird. Dabei müssen wir allerdings - wenigstens für diese Basite - eine Beeinflussung des Rb-Sr-Systems nach der Platznahme ausschließen (und weitgehendst auch davor).

Die am weitesten links liegenden fünf Basite liegen relativ gut (wenn auch ungenauer als die Punkte der echten Isochrone des Elbingeröder Komplexes) auf einer Geraden. Als Isochrone aufgefaßt ergibt sich ein Alter von 1630 ± 87 Ma, übersteigt also bei weitem das Platznahmealter. Eine zweite solche Pseudoisochrone ergibt ein Alter von 705 ± 42 Ma (Abb. 4). BROOKS, JAMES und HART (1976) haben solche Pseudoisochronen, die sowohl im ozeanen wie im kontinentalen Bereich vorkommen, als Mantelisochnonen gedeutet. Das heißt, daß diese Mantelisochnonen Ereignisse im Mantel selbst datieren oder doch Einblicke in diese gewähren.

Die Auffassung als Mantelisochnonen impliziert einige Gegebenheiten:

1. in einer bestimmten Mantelregion ist vorgängig zum Magmatismus, der zur Förderung und Platznahme der später beprobten, erstarrten Magmen führte, ein Prozeß abgelaufen, der zu einer Homogenisierung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ geführt hat (wenn dies vorher nicht schon der Fall gewesen ist). Gleichzeitig entstehen in den Unterbezirken dieser Region unterschiedliche Rb/Sr-Verhältnisse, wodurch sich unterschiedliche Strontiumisotopenverhältnisse mit der Zeit aufbauen konnten; die Unterbezirke sind also in dieser Hinsicht geschlossene Systeme.
2. Durch den Magmatismus sind verschiedene solche Unterbezirke angezapft und mobilisiert worden, die Magmen sind in verschiedenen Kanälen hochgestiegen und haben sich auch bei der Platznahme nicht gegenseitig beeinflusst, so daß die im Mantel gewachsenen Strontiumisotopenverhältnisse nicht verfälscht oder gar homogenisiert wurden. Dieser Magmatismus verhilft uns also zur Beprobung dieser Mantelregion.

Die hier gefundenen linearen Beziehungen können als Mantelisochnonen oder aber auch als Mischungslinien aufgefaßt werden. In letzterem Falle würden sie keine Altersbedeutung haben, jedoch auch einen Prozeß im Mantel widerspiegeln.

Zur Testung, ob eine Mischungslinie vorliegt, wurden die Rb-Gehalte gegen die Sr-Gehalte aufgetragen: eine Mischung unterschiedlicher Komponenten müßte ja auch in den Elementgehalten zu linearen Anordnungen führen. Jedoch ergab sich für die ältere Isochrone nur ein Punkthaufen und für die jüngere auch keine klare lineare Anordnung. Dies bestätigt die Auffassung, daß wir hier Mantelisochnonen vor uns haben. Weitere Einblicke dürften U-Pb-Untersuchungen an denselben Proben erbringen: sie müßten ja zumindestens ähnliche Alter zeigen.

Die ältere Mantelisochrone mit 1630 Ma hat ein anfängliches $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ von $0,7024 \pm 0,0002$. Das ist nahezu der Wert des nichtverarmten Mantels vor 1600 Ma ($0,7026$); das würde bedeuten, daß damals die betreffende Mantelregion sich aus dem Bestand des nichtverarmten Mantels aufgebaut hat.

Bei der jüngeren Mantelisochrone ist der anfängliche Wert $0,7027$. Zu dieser Zeit wies der unverarmte Mantel einen Wert von $0,7038$ auf. Der demgegenüber niedrigere Anfangswert weist auf eine Herkunft oder doch wenigstens auf einen Einfluß aus dem verarmten Mantel hin.

Dieser Unterschied kann mit der Entwicklung des verarmten Mantels zusammenhängen, worauf jedoch an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden soll.

Literatur

- ASTL, G.; NESTLER, P.; PILOT, J.; RÖSLER, H.J.: Sauerstoffisotopengehalte in basischen Gesteinen unterschiedlicher geologischer Position.
Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1974), H. 10, S. 1197-1206

- BASU, A.R.; TATSUMOTO, M.: Nd-Isotopes in selected mantle-derived rocks and minerals and their implications for mantle evolution. *Contr. Mineral. Petrol.*, 75 (1980), S. 43-54
- BROOKS, C.; JAMES, D.E.; HART, S.R.: Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. *Science* 193 (1976), S. 1086-1094
- Mc CULLOCH, M.T.; GREGORY, R.T.; WASSERBURG, G.J.; TAYLOR, H.P.: A neodymium, strontium and oxygen isotopic study of the cretaceous Samail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawaterhydrothermal alteration of oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 46 (1980), S. 201-211
- MUEHLENBACHS, K.; CLAYTON, R.N.: Oxygen isotopic composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. *J. Geophys. Res.*, 23 (1976), S. 43-65-4369
- NESTLER, P.: Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Magmatiten unterschiedlicher geologischer Position. *Freib. Forsch.-H.*, C 314 (1976)
- PFEIFFER, L.; PILOT, J.; RÖSLER, H.J.; SCHLICHTING, M.; WERNER, C.D.: Sr- und O-Isotopenuntersuchungen an basischen Magmatiten der DDR. *ZfI-Mitteilungen, AdW der DDR, Leipzig* 29 (1980), S. 186-199
- PILOT, J.; RANK, G.; RÖSLER, H.J.; SCHLICHTING, M.; WERNER, C.D.: Sr-Isotopenuntersuchungen an initialen Magmatiten der DDR (Rb-Sr-Systematik). *Freib. Forsch.-H.*, C 360 (1981), S. 133-142
- WASSERBURG, G.J.; PAOLO, D.J.: Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 76 (1979), Nr. 8, S. 3594-3598

Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива
Полярного Урала

В. И. ВИНОГРАДОВ и М. И. БУЯКАЙТЕ

Р е з ю м е

Во всех без исключения породах офиолитов Полярного Урала рубидий-стронциевые системы в той или иной степени нарушены. Низкие изотопные отношения стронция были обнаружены в двух образцах энстатитов, выделенных из гарцбургитов. Этот факт говорит об очень древнем модельном возрасте протовещества офиолитов (около 3 млрд. лет). Изохронный возраст габброидов оценивается в 1,5 млрд. лет. Тоналиты образовались много позднее габброидов при явном участии сиалического материала. Таким образом, доказывается длительная и сложная эволюция пород офиолитовой ассоциации.

Isotopic composition of Sr in the rocks of Wojkaro Sininsk
ophiolitic massiv of the Polar Ural

S u m m a r y

In all complexes of the Polar Uralian ophiolites association the Rb-Sr systems are disturbed to some or other extent. Low isotopic ratios of strontium were revealed in two enstatite samples from harzburgites. This fact speaks of a very old model age of ophiolitic substance (about 3 md.y.). A series of gabbro samples defines the isochrone which yields 1500 md.y. Tonalites were formed much later than gabbroids with obvious participation of sialic material. In this way a long and complicated history of the ophiolitic association rocks has been established.

Die Isotopenzusammensetzung des Strontium in den Gesteinen des Wajkaro-Sininsker
Ophiolith-Massivs, Polar-Ural

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Rb-Sr-Systeme sind in sämtlichen Gesteinskomplexen der Ophiolithassoziation mehr oder weniger gestört. Für zwei aus dem Harzburgit separierte Enstatitproben wurden niedrige Strontiumverhältnisse (0.701) gefunden, die für ein sehr hohes Modellalter der Ophiolithsubstanz (ca. 3 Md.a.) sprechen. Durch eine Serie von Gabbroproben wird das Isochronenalter zu 1,5 Md.a. definiert. Die Tonalite wurden wesentlich später als die Gabbros unter Beteiligung sialischen Materials gebildet. Damit wird eine lang andauernde und komplizierte Entwicklungsgeschichte für die Ophiolithassoziation nachgewiesen.

Composition d'isotopes Sr dans les roches du massif ophiolitique Wojkaro Sininsk
de l'Oural Polaire

R é s u m é

Dans tous les complexes (sans exception) les roches de l'association ophiolitique de l'Oural Polaire les systèmes Rb-Sr sont troublées dans tel ou tel degré. Dans les deux échantillons de l'enstatite des harzburgites on a découvert de rapports isotopiques bas du strontium (0.701). Ceci montre l'âge de modèle bien ancien du substance ophiolitique (3 md.a. environ). Une série des échantillons gabbro a une isochrone ayant l'âge de 1,5 md.a. Les tonalites sont formées plus tard sur les gabbroides avec une participation évidente du matériel sialique. Ainsi on voit l'établissement d'une histoire longue et compliquée du développement des roches du complexe ophiolitique.

Войкаро-Сыньинский массив - один из наиболее представительных офиолитовых комплексов на территории Советского Союза. В нем сохранены ненарушенными разрезы большинства пород ассоциации. Располагаясь в полярной климатической зоне породы массива должны были бы в малой степени подвергаться химическому выветриванию. Массив прекрасно обнажен. Значительная по мощности часть горного сооружения Полярного Урала была срезана во время последнего оледенения. Все это позволяло надеяться получить наиболее свежие породы по сравнению с другими проявлениями офиолитов.

Аналитическая методика

Измерения велись как по валовым пробам, так и по мономинеральным фракциям из них. Валовые пробы отбирались в размере около 5 кг, дробились и квартовались. Химическое разложение проб велось в смеси кислот HF и HClO₄. Хроматографическое выделение Rb и Sr проводилось на катионите AG 50x8 200-400 элюированием соляной кислотой. Общие фоновые содержания составляют: для стронция - 5±1 нг и для рубидия - 0,5±0,1 нг.

Измерения велись на масс-спектрометре MAT-260 (ФРГ). Измеренное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для эталона Е.а.А. составляет по II определениям за время с 7.01.81 по 9.08.81 $0,70805 \pm 0,00003$ (95 % доверительный интервал).

Ультраосновные породы

Изотопные исследования показали, что современные рубидий–стронциевые системы в ультраосновных породах нарушены.

Валовые пробы имеют очень высокие изотопные отношения стронция, в то время как в мономинеральных фракциях они ниже. Это определенно говорит о загрязнении пород радиогенным стронцием. Изотопные отношения в валовых пробах в некоторых случаях превышают значение 0.709, свойственное стронцию морской воды, что свидетельствует о контаминации их радиогенным стронцием континентальной коры. Вероятная причина загрязнений связана с процессами серпентинизации или контаминации по поверхностям минеральных зерен.

Поэтому все мономинеральные фракции ультраосновных пород подвергались ультразвуковой обработке в 2N соляной кислоте. Считается, что вторичное (загрязняющее) вещество менее прочно удерживается в минералах и поэтому выщелачивается в первую очередь.

При экспериментах с полярноуральскими пробами в раствор кислоты переходило от 10 до 40 % рубидия и стронция, при этом в большинстве случаев изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в отмытых образцах понижались по сравнению с неотмытыми. Однако, и такая обработка не гарантирует полного исключения контаминирующего вещества.

На рис. 1 приведены результаты анализов минералов, выделенных из жильных вебстеритов, гарцбургитов и одного образца лерцолита. Линиями на графике в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr соединены точки, которые отвечают минералам одного образца. Формально наклоны этих прямых самые различные. Линии, к которым отвечают мономинеральным фракциям из гарцбургитов и лерцолита, вообще имеют отрицательный наклон. Все это определенно говорит о нарушении рубидий–стронциевых систем в этих породах.

Однако, несмотря на явные признаки загрязнения ультраосновных пород, удалось обнаружить низкие изотопные отношения в двух образцах энстатитов, выделенных из гарцбургита и лерцолита. Так, в образцах 666 и 65I изотопный состав стронция оказался 0.7010 ± 0.0005 .

Полученные по энстатитам низкие изотопные отношения говорят об очень древнем возрасте этих пород. Исходя из одностадийной модели развития мантии, возраст образования вещества офиолитового комплекса оказывается около 3 млрд. лет.

Основные породы

Изучались породы разных частей офиолитового разреза – габбро и габбро–нориты расслоенного габбро–гипербазитового комплекса и диабазы дайкового комплекса. Поскольку их изотопные характеристики оказались сходными, они рассматриваются совместно. Результаты изучения основных пород представлены на рис. 2.

Несмотря на петрографическую свежесть большинства изученных пород, отмечаются явные нарушения их рубидий–стронциевых систем. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в габброидах лежат в пределах 0.7027 – 0.7050 при изменении Rb/Sr отношения в них от меньших 0.001 до 0.015 при содержании стронция в них от 80 до 340 мкг/г.

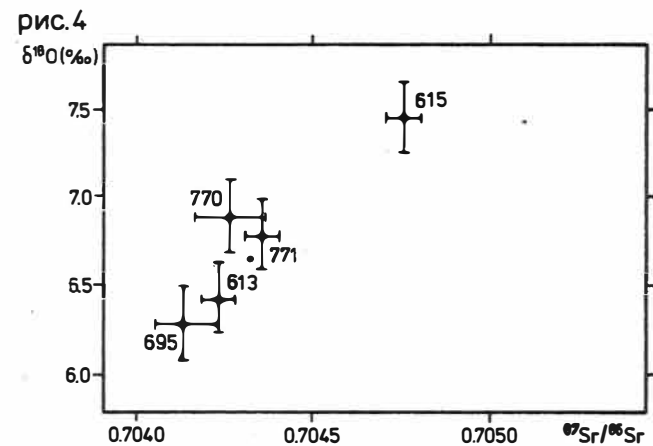
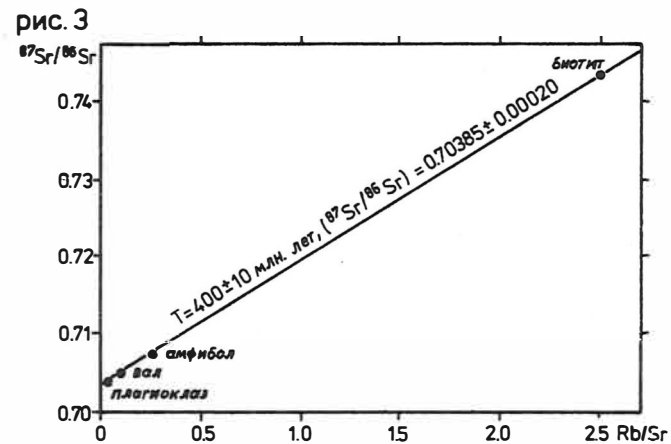
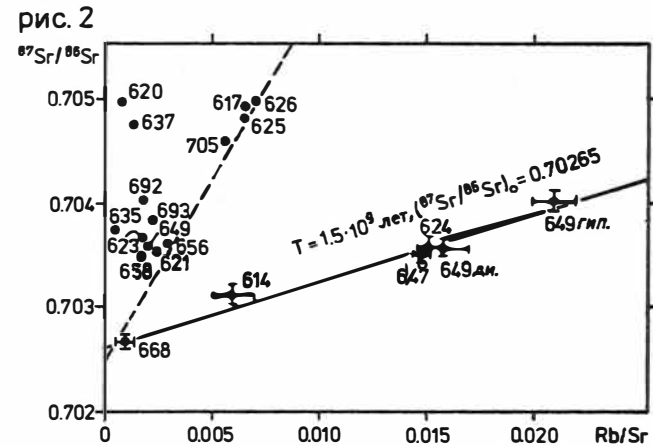
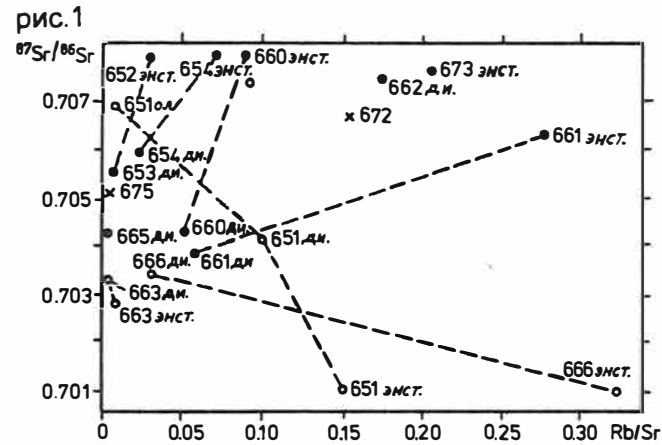


Рис. 1 Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Rb/Sr в минералах гарцбургитов (светлые кружки) и жильных вебстеритов (черные кружки). Пунктиром соединены точки, соответствующие минералам одного образца.

Рис. 3 Внутренняя изохрона для образца тоналита (№ 615)

Рис. 2 Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Rb/Sr в породах основного состава Войкаро-Сыньминского массива Полярного Урала.

Рис. 4 Зависимость между изотопным составом стронция и изотопным составом кислорода для образцов тоналитов.

Наблюдаемые большие вариации в изотопном составе стронция не соответствуют столь низким отношениям Rb/Sr в большинстве изученных образцов.

На рис. 2 отчетливо видно, что все точки в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr разделяются на две группы. Образцы, имеющие более высокие отношения, располагаются в левой верхней части графика. По ним явно нельзя проводить никаких возрастных оценок – пунктирная линия на графике, которая ограничивает эту группу точек, имеет наклон, отвечающий условному возрасту свыше 8 млрд. лет. Другая часть точек располагается ниже или правее. Можно предположить, что все отобранные образцы представляют породы, которые в разной степени подверглись изменениям и, соответственно, правые и нижние точки отвечают наименее измененным породам. Эти точки аппроксимируются прямой, отвечающей возрасту около 1,5 млрд. лет при начальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70265$. Естественно, что надежность определения возраста по такому мало пригодному для целей датирования материалу (в силу очень низких Rb/Sr отношений и вероятности контаминации) не велика. Поэтому важно было выяснить, какие из минералов габброидов оказались наиболее устойчивыми и, возможно, сохранили свои первичные характеристики. В некоторых случаях ими оказались пироксены. Как видно из графика рис. 2, точки, соответствующие этим пироксенам, попадают на ту же прямую, тем самым увеличивая правомерность ее возрастной интерпретации.

Одна из точек полученной изохроны (обр. 6I4) принадлежит диабазу дайкового комплекса. Это обстоятельство может указывать на генетическое родство вещества габброидов и дайкового комплекса.

Тоналиты

Изотопный состав стронция в изучаемых породах очень однороден – отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них колеблется в пределах 0.70413 – 0.70475 при изменении отношения Rb/Sr в них от 0.001 до 0.047. Никакой корреляции между соотношениями Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ по валовым пробам тоналитов не наблюдается.

Анализ мономинеральных фракций из обр. 6I5 (плагноклаз, биотит и амфибол) в сочетании с валовой пробой дает изохрону в 400 ± 10 млн. лет (рис. 3). Начальное отношение изотопов стронция в пробе $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70385 \pm 0.00020$. Близкий к этому возрасту получен и для образца 6I3 по амфиболу и валовой пробе. Начальное отношение изотопов стронция для пробы 6I3 – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70410 \pm 0.00010$

Таким образом, результатом изучения тоналитов является, во-первых, отсутствие корреляционных зависимостей в изохронных координатах для образцов валовых проб и, во-вторых, существование двух изохрон по мономинеральным пробам с близкими (перекрывающимися) значениями возраста и с близкими начальными отношениями. Первичное отношение изотопов стронция в тоналитах (0.70385 и 0.70410) значимо выше среднего отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в габброидах массива 400 млн. лет назад (0.7030). Для оценки отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в габброидах мы использовали начальное отношение изохроны по габбро (0.70265) и приняли отношение $Rb/Sr = 0.01$. Эти различия в изотопных отношениях стронция в габброидах и тоналитах свидетельствует, что в процессе образования тоналитов участвовал материал сиалической коры. На то же указывает и хорошая корреляция изотопного состава стронция и кислорода по валовым пробам образцов тоналитов (рис. 4).

Заключение

Полученные результаты по содержаниям рубидия и стронция в породах офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыншинского массива дают возможность считать гипербазиты и габбро производными вещества деплетированной мантии, сходной, по-видимому, с веществом срединных океанических хребтов. Изотопные данные подтверждают многостадийность и длительность формирования комплекса. Время образования габброидов оценивается в 1,5 млрд. лет. Ультраосновные породы массива древнее и не исключено, что время мантийной дифференциации, в результате которой возникло исходное вещество офиолитов Полярного Урала, достигает 3 млрд. лет. На это указывают низкие изотопные отношения стронция, обнаруженные в некоторых образцах гипербазитов.

Судя по большому отрыву во времени и первичным отношениям стронция, тоналиты Войкаро-Сыншинского массива не являются прямыми производными мантийного вещества. Они, по-видимому, представляют собой результат вторичного преобразования основных пород офиолитового комплекса с некоторым привнесением сиалического вещества и может быть характеризует процесс формирования континентальной коры за счет пород коры сиалического типа.

Полученные результаты не противоречат опубликованным данным по другим офиолитовым массивам мира.

Ультрабазиты и связанное с ним хром-никельмагнетитовое оруденение в районе гор. Ардино (Центральные Родопы, Болгария)

К. КОЛЧЕВА и М. ЖЕЛЯЗКОВА-ПАНАЙОТОВА ¹⁾

Р е з ю м е

В пестрой докембрийской метаморфической серии в районе гор. Ардино (Центральные Родопы, Болгария) установлены ультрабазиты в будинажных структурах, метаморфозированные в амфиболитовой фации. В их контактах с мраморами установлено магнетитовое оруденение двух типов. Первый тип вмещен непосредственно в ультрабазитах с последовательным изменением в сторону контакта силикатных минералов: оливин + ортопироксен → оливин + ортопироксен + актинолит → ортопироксен + актинолит → роговая обманка. Второй тип оруденения установлен в листвениках, образовавшихся главным образом по ультрабазитом. В рудах кроме магнетита участвуют в переменных количествах карбонаты и кварц (халцедон). Магнетит, основной рудный минерал обеих групп парагенез, отличается одновременным содержанием NiO (0,88 - 3,47 %) и Cr₂O₃ (5,30 - 13,69 %), повышенным MnO и CoO, присутствием ZnO и спорадично - PbO. В рудах сера практически отсутствует. Изучены физические свойства магнетита. Генезис оруденения пока не выяснен.

¹⁾ Софийский университет "Климент Охридский", 1000 София

Ultrabasites and connected with them mineralizations of Cr-Ni magnetites
in the area of Ardino (Central Rhodope Mountains, Bulgaria)

S u m m a r y

Ultrabasites in boudinage structures, metamorphosed into amphibolite facies have been found in the Precambrian metamorphic series in the area of Ardino (Central Rhodope Mountains, Bulgaria). Along their contact with the marbles magnetite ore mineralization of two types has been distinguished. The first type, being in the ultrabasites, shows a sequence of alteration of the silicate minerals towards the contact as follows: olivine + orthopyroxene → olivine + orthopyroxene + actinolite → orthopyroxene + actinolite → hornblende. The second type of ore mineralization is genetically associated with listvenites formed mainly in ultrabasites. Besides magnetite, varying quantities of carbonate minerals and quartz (chalcedony) have been established in the ore bodies. Magnetite, the only ore mineral in the two paragenetic groups, contains simultaneously NiO (0,88 - 3,47 %) and Cr₂O₃ (5,30 - 13,69 %), higher quantities of MnO and CoO, some ZnO and PbO- sporadically. Sulphur practically lacks in the ores. Physical properties of magnetite have been paid particular attention. The ore mineralization origin is not clear yet.

Ultrabasite und mit diesen verbundene Cr-Ni-Magnetit-Mineralisationen
im Gebiet von Ardino (Zentralrhodopen, Bulgarien)

Z u s a m m e n f a s s u n g

In der bunten präkambrischen metamorphen Serie im Gebiet von Ardino (Zentralrhodopen) wurden boudinierte Ultrabasite gefunden. An deren Kontakten mit Marmoren kommt Magnetit-Mineralisation in zwei Typen vor. Die Mineralisation des ersten Typs ist unmittelbar in den Ultrabasiten eingeschlossen und zeigt folgende Änderung der Silikatparagenesen in Richtung auf den Kontakt: Olivin + Orthopyroxen → Olivin + Orthopyroxen + Aktinolith → Orthopyroxen + Aktinolith → Hornblende. Der zweite Mineralisations-Typ wurde in Listweniten festgestellt, die sich im allgemeinen nach den Ultrabasiten gebildet haben. Im Erz findet man außer Magnetit unterschiedliche Mengen von Karbonaten und Quarz (Chalzedon). Charakteristisch für den Magnetit, das Haupterzmineral beider Paragenesen sind NiO-Gehalte von 0,88 bis 3,47 M.-%, Cr₂O₃-Gehalte von 5,30 bis 13,69 M.-%, erhöhte MnO- und CoO-Gehalte, die Anwesenheit von ZnO und manchmal von PbO. Das Erz enthält praktisch keinen Schwefel. Die physikalischen Eigenschaften des Magnetits wurden untersucht. Die Genesis der Mineralisation ist noch nicht geklärt.

Les roches ultrabasiques e des mineralisations de Cr-Ni-magnetite
dans la region d'Ardino (Rhodopes centrales, Bulgarie)

R é s u m é

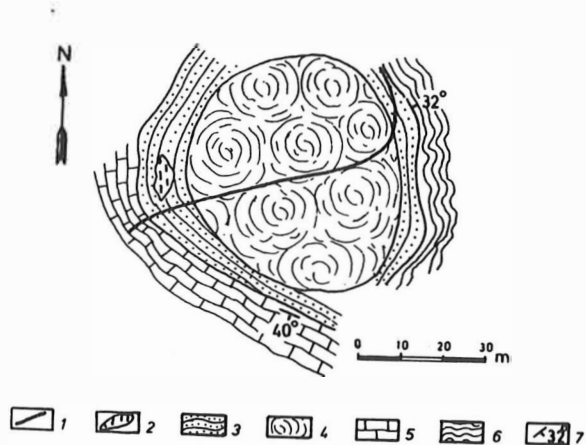
Dans la série métamorphique variée d'âge précambrienne au région d'Ardino (Rhodopes centrales, Bulgarie) sont établies des roches ultrabasiques sous forme des boudins.

Leurs contacts avec les marbres incluants montrent deux types des minerais de magnétite. Le premier type, développé sur les roches ultra-basiques s'accompagne d'un changement successif des minéraux silicatés vers le contact: olivine + orthopyroxène → olivine + orthopyroxène + actinolite → orthopyroxène + actinolite → amphibole. La deuxième mineralisation est établie dans les "listvénites", formées surtout au compte des ultrabasites. Les minerais de cet type sauf de magnétite comprennent encore des carbonates ferrifères et de quartz (calcédoine). La magnétite, le mineral dominant pour les deux paragenèses, se caractérise par la teneur en NiO (0,88 - 3,47 %) et en Cr₂O₃ (5,30 - 13,69 %), par les teneurs élevées en MnO et en CoO, aussi bien que par la présence de ZnO et parfois de PbO. Dans les minerais la soufre pratiquement absente. Certains données sur les propriétés physiques de la magnétite sont aussi estimées. La genèse de la mineralisation magnétique n'est pas encore expliquée.

Установленные хром- и никельсодержащие магнетитовые оруденения в районе гор. Ардино (Центральные Родопы, Болгария) приуроченные к периферическим зонам ультрабазитовых тел в их контактах с мраморами, представляют определенный интерес как своеобразием химического состава основного рудного минерала, так и своей геологической позицией.

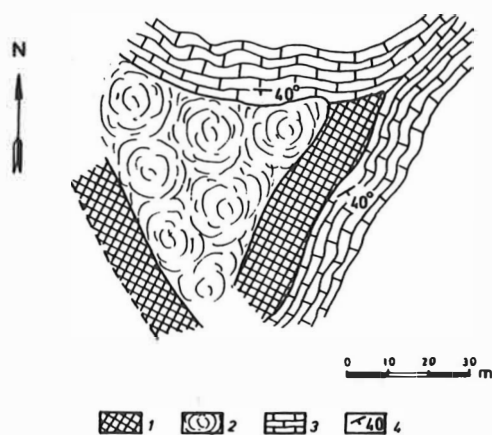
Вмещающие оруденение ультрабазитовые породы представлены небольшими яйце- и силлоподобными телами. Они расположены в будинажных структурах среди пород Родопского метаморфического комплекса, который в этой части разреза отличается пестрым петрографическим составом. В районе встречаются биотитовые и двуслюдянные гнейсы, орто- и параамфиболиты и относительно хорошо выдержанные по простиранию прослойки мраморов. Ультрабазиты, нередко встречающиеся группами небольших близко расположенных тел, представляют, вероятно будины когда-то существовавших более крупных тел. Следует отметить большую "насыщенность" подобными небольшими телами местностей "Кошарите" и окрестности с. Чубрика. Размеры отдельных будинированных тел изменяются от 50 - 60 м по длинной оси и 20 - 30 м по короткой до крохотных тел, порядка нескольких метров (фиг. 1 и 2). Наиболее крупное ультрабазитовое тело у с. Светулка (300 x 60 м) (фиг. 3). В большинстве случаев ультрабазитовые тела целиком или частично окружены массивными или полосчатыми гранатовыми ортоамфиболитами, представляющие собою измененные первично габбровые породы, пространственно и генетически связанные с ультрабазитами. Подобные амфиболиты встречаются и отдельно от ультрабазитов, в виде быстро выклинивающихся линзовидных прослоек среди гнейсов и мраморов.

Минеральная парагенеза метаморфических пород, вмещающие ультрабазиты, как и сами ультрабазитовые породы, свидетельствуют о том, что в целом весь комплекс пород был подвергнут прогрессивному метаморфизму в условиях средних давлений и температур, приведшие к преобразованию в амфиболитовой фации. Это свидетельствует о бесспорной принадлежности ультрабазитов Ардинского района к группе наиболее древних дометаморфических ультрабазитовых проявлений, вскрытые на территории Болгарии (Желязкова-Панайотова, и др., 1977). Затронувший их метаморфизм в амфиболитовой фации привел к почти полной десерпентинизации, к формированию устойчивой минеральной ассоциации включающую оливин, ортопироксен и тремолит-актинолит.



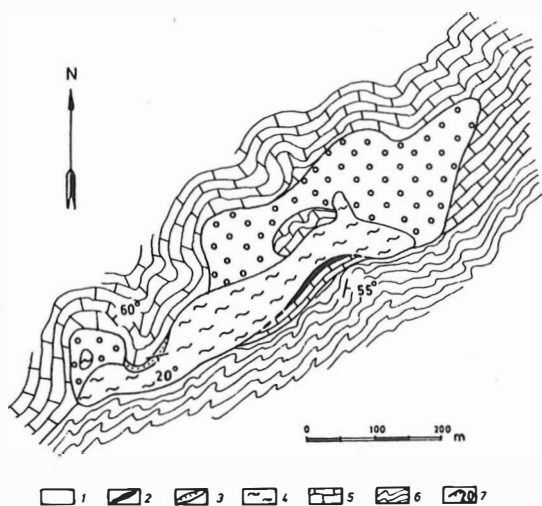
Фиг. 1 Геологическая схема ультрабазитового тела/ восточнее местности "Кошарите", Ардинский район

- 1 - кварц-пегматитовая жила,
- 2 - актинолитовая линза,
- 3 - амфиболиты,
- 4 - ультрабазиты,
- 5 - мраморы,
- 6 - биотитовые гнейсы,
- 7 - элементы залегания



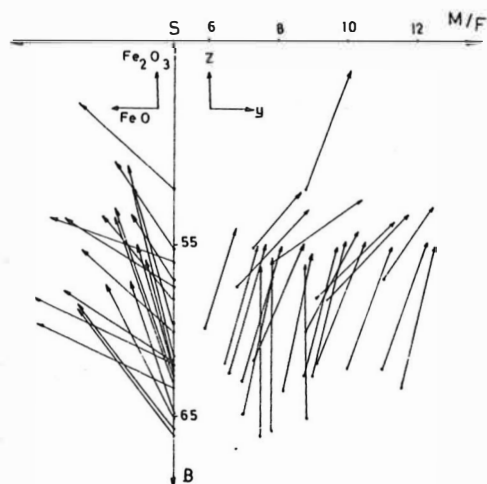
Фиг. 2 Геологическая схема ультрабазитового тела в местности "Кошарите"

- 1 - рудная зона,
- 2 - ультрабазиты,
- 3 - мраморы,
- 4 - элементы залегания



Фиг. 3 Геологическая схема ультрабазитового тела у с. Светулка

- 1 - листвениты,
- 2 - рудная зона,
- 3 - амфиболиты,
- 4 - ультрабазиты,
- 5 - мраморы,
- 6 - гнейсы,
- 7 - элементы залегания



Фиг. 4 Петрохимическая диаграмма ультрабазитов района гор. Ардино

Метаморфические преобразования ясно фиксированы в текстурных особенностях ультрабазитов. В большинстве ультрабазитовых тел наблюдается своеобразная, сферическая текстура, которая как бы повторяет в более мелком масштабе округлую форму тел. Отдельные "сферы", диаметром до нескольких метров, при выветривании распадаются снаружи к внутренней части с отщеплением сферически изогнутых кор. Повсеместно, на фоне красновато-серой основной мелкокристаллической массе, выделяются крупные (до 5 - 7 см) розетковидно расположенные кристаллы ортопироксена светло-бурого цвета. Изредка наблюдается тенденция к сосредоточиванию ортопироксена в удлиненных зонах, напоминающие полосы.

Минералогический состав ультрабазитов не особенно богат, но в соответствии с большими вариациями количественных соотношений породообразующих минералов устанавливается большое разнообразие петрографических типов пород. Серпентинизация проявлена слабо, но бесспорно резко усиливается в тектонически ослабленных зонах. Очень показателен в этом отношении пример с ультрабазитовым телом западнее с. Светулка (фиг. 3). В участках, где оно пересекается так называемым Ардинским разломом, породы полностью серпентинизированы, а в сторону от него количество серпентиновых минералов резко уменьшается, появляются характерные породообразующие силикатные минералы.

Оливин обычно представлен крупными зернами, слабо серпентинизированными вдоль трещин, $2V \sim 90^\circ$.

Ортопироксен крупнопризматический, $2V_z = 75^\circ$. В отдельных сечениях наблюдается характерная пластинчатая структура. По оптическим свойствам и химическому составу соответствует энстатиту ($En_{91,8} Fe_{7,7} Wo_{0,5}$).

Тремолит-актинолит представлен меньше, но его количество сильно возрастает к контактам ультрабазитовых тел. Встречается, как в виде крупных призматических зерен, так и в виде мелкопризматических, игольчатых индивидов, $2V_x = 75^\circ$.

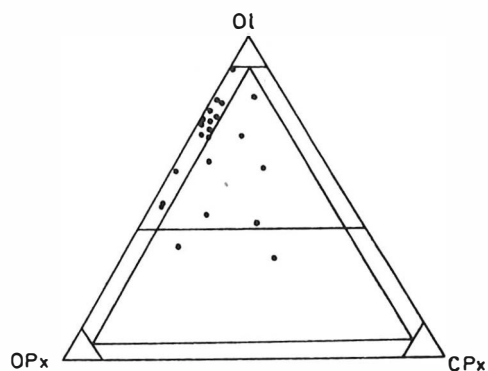
В относительно непостоянных, но в целом в небольших количествах, установлены еще илдингсит, тальк, карбонаты.

Акцессорные хромшпинелиды обычно корродированы, в пересекающих их трещинах развит хлорит.

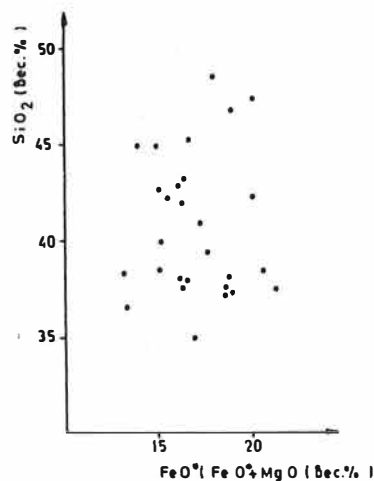
Химически характеризованы все установленные типы ультрабазитовых пород. Содержание воды в них колеблется около 3,50 %, а в серпентинизированных разновидностях достигает 16,50 % (в среднем около 12,50 %).

Петрохимические пересчеты (Желязкова-Панайотова и др., 1978) в сочетании с микроскопическими исследованиями позволили выделить; дуниты, гарцбургиты (наиболее распространенные), лерцолиты и единичные представители вебстеритов (фиг. 4 и 5). Очень характерно для ультрабазитовых пород почти постоянное отношение $FeO^{*}/FeO^{*} + MgO$ ¹⁾ и небольшой размах вариаций SiO_2 (фиг. 6). Слабо меняется и характеристика Гесса $M/F = 8,5 - 9$, с единичными отклонениями в обе стороны.

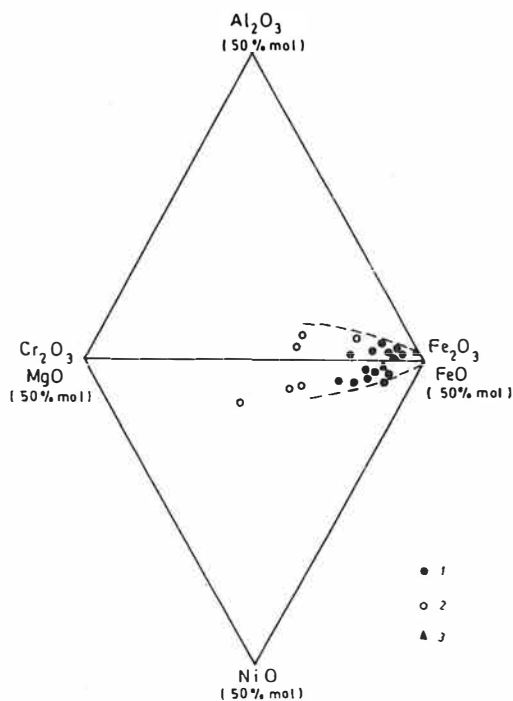
¹⁾ FeO^{*} - суммарные железо, пересчитанное на закись.



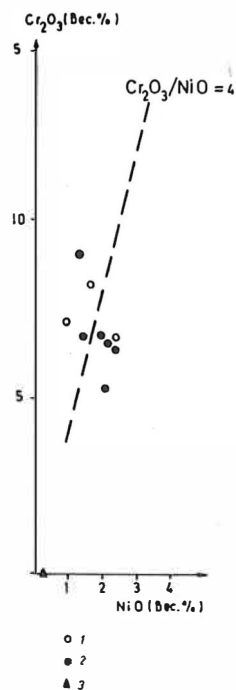
Фиг. 5 Количественные соотношения нормативного оливина /Ol/, ортопироксена /OPx/ и клинопироксена /CPx/ в ультрабазитах района гор. Ардино



Фиг. 6 Зависимость величины $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ от SiO_2 в ультрабазитах района гор. Ардино
 FeO^* - суммарное железо, пересчитанное на закись



Фиг. 7 Состав Ардинских магнетитов
1 - хром- и никельсодержащие магнетиты,
2 - сильно окисленные хром- и никельсодержащие магнетиты,
3 - магнетит



Фиг. 8 Зависимость Cr_2O_3/NiO в магнетитах Ардино
1 - хром- и никельсодержащий магнетит,
2 - сильно окисленные хром- и никельсодержащие магнетиты,
3 - магнетит,
4 - линия соотношения $Cr_2O_3/NiO = 4$

Сопутствующие ультрабазитовые породы ортоамфиболиты в основном бывают двух типов – массивные и полосчатые. В их состав кроме роговой обманки и плагиоклаза широкое участие принимают и гранаты пиральспитового типа. Гранаты обычно мелкозернистые, в массивных амфиболитах равномерно рассеяны, идиобластичные, в полосчатых разновидностях – ксенобластичные, слагают обособленные полосы. Сравнительно часто встречается и сфен.

Отдалеченность во времени и сложная геологическая история, в течение которой ультрабазиты подвергались многократным изменениям, очень затрудняют расшифровку их первичной природы, генезиса. Относительная однородность и повторяемость минерального и химического составов приближают ультрабазиты Ардинского района к т.н. метаморфическим перидотитам гарцбургитового типа, слагающие нижние части офиолитовых комплексов (СОЛЕМАН, 1977). Наряду с этим, однако, некоторые особенности, как частая пространственная связь с ортоамфиболитами и находки пироксенитового типа пород, наводят на мысль о том, что очень возможно, присутствие и кумулятивных членов офиолитового разреза. Ассоциация кумулятивных ультрабазитов с метаморфическими перидотитами, как известно, не так уж редка.

Многократные тектонические воздействия и интенсивно проявленный динамотермальный метаморфизм в амфиболитовой фации привели не только к разрыву и смещению ультрабазитовых и базитовых тел, но обусловили и интенсивную перекристаллизацию. Последняя привела к превращению габбровых пород в амфиболиты, а ультрабазиты, потеряв серпентин и другие вторичные минералы к десерпентинизацию.

Хром- и никельсодержащие магнетитовые оруденения установлены в трех участках Ардинского района. Хорошо раскрыты и сравнительно лучше изучены в двух из них. Полевые наблюдения и проведенные исследования позволяют характеризовать их следующим образом.

Магнетитовое оруденение приурочено к контактам ультрабазитовых тел с мраморами и представлено двумя парагенетическими группами: магнизиально-силикатной и кварц-карбонатной.

Магнетит-магнизиально-силикатный тип оруденения

В местности "Кошарите" оно прослеживается вдоль юговосточного и югозападного контакта небольшого будинированного ультрабазитового тела (фиг. 2). При длине около 30–40 м мощность рудной зоны в юговосточном контакте около 15 м, а в югозападном – 10 м, но контакт с мраморами здесь не достигнут. Размеры рудной зоны Светулжинского ультрабазитового тела при примерно такой-же мощности отличаются большей протяженностью ~ 200 м вдоль южного контакта (фиг. 3).

Рудные зоны имеют сложное, полосчатое строение. Наблюдается чередование более богатых руд (густовкрапленные до массивных) с бедными рудами или со стерильными породами. Толщина отдельных полосок меняется, что дает основание по текстурному признаку выделять грубо- и тонкополосчатые руды, наряду с массивными и вкрапленными (мелкозернистые до пятнистых).

Установлена минеральная зональность в строении рудных зон, обусловленная характером распределения силикатных минералов, сопутствующие магнетит.

В наиболее внутренних частях зон часто встречается оливин. Большинство его зерен корродировано и включено в крупные ортопироксеновые зерна. Наблюдаются также и гнезда, сложенные мелкозернистым оливином или его цепочки около более крупных магнетитовых зерен. $2V \sim 90^\circ$, в большинстве случаев оптически отрицательный. Нередко в более крупных оливиновых зернах наблюдаются округлые каплевидные мелкие магнетитовые зерна, слагающие гнезда или нечетко обособленные полоски.

В следующей, более внешней части зоны, доминирующим минералом уже является ортопироксен. Обычно представлен очень крупными коротко-призматическими кристаллами (длиной до 2 - 5 см), $2V_x = 78^\circ$. По составу ближе всего к бронзит-гиперстену. В сечениях зоны [100] обладает характерным пластинчатым строением. Иногда в кристаллах ортопироксена наблюдаются включения реликтового оливина. Количество магнетита в этой зоне возрастает. Он как бы прорастает пироксен, обнаруживая при этом очень тонкую полосчатость. Крупные магнетитовые зерна и гнезда, наряду с этим, встречаются также. В этой части рудной зоны появляется и актинолит, количество которого в сторону контакта растет, приобретая роль главного силикатного минерала. Этим количественным переходом обособляется и третья парагенеза. Магнетит в этой части зоны формирует полосы толщиной до 1 см. Вне полос магнетит тонковкрапленный.

Актинолит - тонкопризматический, игольчатый, $2V_x = 71^\circ$. Характерная ориентация обуславливает сланцеватость породы, но нужно отметить и нередкое отсутствие хорошо проявленной ориентации, в связи с чем порода массивного сложения.

Самая внешняя часть зоны иногда темнозеленого цвета, сланцеватая, сложена роговой обманкой с магнетитом.

Магнетит-кварц-карбонатный тип оруденения

Хорошо прослеживается в восточной и северной части Светулжинского ультрабазитового тела (фиг. 3). Оруденение вложено в лиственитах, образовавшихся главным образом за счет ультрабазитов. Листвениты переменного состава. Главными породообразующими минералами здесь железосодержащие карбонаты и халцедоновидный кварц. В меньших количествах, спорадически установлены хлориты, тремолит и кальцит. Свежие породы светло-бежевого цвета, очень плотные. На поверхности они сильно выветренные, яркого буро-красного цвета, с ноздреватым строением, являющимся результатом процессов выщелачивания.

Оруденение в лиственитах часто тонкополосчатое, нередко сильно деформированное. Встречается еще петнистое, гнездовидное и вкрапленное оруденение также с признаками тектонических воздействий (брекчирования, цементации и др.).

Рудная минерализация обоих типов руд представлена в основном магнетитом, подвергнутом нередко мартитизации. В очень сильно выветренных лиственитах магнетитовое оруденение, также как и сопутствующие им железосодержащие карбонаты – лимонитизированы.

Магнетит отличается сложным переменным составом. Аналитическое изучение 11 образцов показало что относительно чистый магнетит только один образец (из лиственитов), остальные десять содержат NiO от 0,88 до 3,47 %, Cr_2O_3 от 5,30 до 13,69 %, MgO от 2,09 до 4,47 % и $Al_2O_3 \sim 1-2$ %. Содержание CoO сравнительно высокое – 0,05 до 0,06 %, также как и MnO (0,3 до 0,4 %). Присутствует в количествах сотых долей процента также цинк, а свинец установлен только в нескольких образцах,

Исследования при помощи микроанализатора показали, что хром и никель в магнетитах распределены равномерно. Пока не доказаны другие рудные фазы-носители хрома и никеля, если не считать очень редкие, микроскопические включения ряда сульфидных минералов (гизлевудита, пентландита, пиротина и др.). Вместо с тем необходимо отметить, что оливин содержит никель $\sim 1,80$ %, а ортопироксен $\sim 0,80$ % (по данным изучения одного образца с рентгеновским микроанализатором).

На фиг. 7, представляющая два треугольника Озанна, совмещенные по линиям $Cr_2O_3 - Fe_2O_3$ и $MgO - FeO$ иллюстрирован состав 6-ТИ компонентного магнетита (с двумя точками для каждого образца). Все образцы не выходят за пределы поля магнетита. Три из них, обозначенные кружками – пересчитанные составы остатка "шпинелида" после исключения большего избытка Fe_2O_3 – они не отражают нормальный состав, так как изученные образцы очень сильно окислены. На фиг. 8 изображена линия, характеризующая наиболее благоприятное металлургическое соотношение (весовое) $Cr_2O_3 : NiO = 4$. В большинстве случаев анализированные образцы имеют близкое отношение.

Удельный вес хром- и никельсодержащих магнетитов 4,70 – 5,10, микротвердость 650–700 kg/cm^2 , $R \sim 20$ %, $n \sim 2,50$, $a_0 = 8,37 - 8,38 \text{ \AA}$, плотность – 3,5 – 4,20. Магнитная восприимчивость (χ) очень высокая – до $162\ 520 \cdot 10^{-6}$ CGSM и резко уменьшается до $48\ 640 \cdot 10^{-6}$ CGSM в окисленных рудах. Точка Кюри (для одного исследованного образца) при нагревании $497^\circ C$, при охлаждении $507^\circ C$.

Руды Ардинского района нуждаются в детализированных дополнительных исследованиях. Представляется очень необходимым исследование руд, незатронутых влиянием процессов поверхностного выветривания, что будет возможно лишь после проведения в районе горных выработок.

Для понимания общей геологической обстановки необходимо иметь ввиду еще одну специфику Ардинского района – разнообразие генетических типов рудопроявлений, в особенности – железорудных. Тонкополосчатая магнетитовая минерализация в мраморах, установленная в нескольких пунктах Ардинского района представляет, вероятно, метаморфозированные железисто-карбонатные первично осадочные образования. Предполагается, что пирротиновая минерализация с небольшим участием пентландита в амфиболитах севернее с. Светулка, представляет собою метаморфозированное рудное габбро. В первом минерализационном стадии промышленных полиметаллических метазалежей отлагались магнетит и пирротин^{Г)}

Г) Подобные минерализации не характерны для других полиметаллических месторождений Центральных Родоп.

Нередки в южной части Ардинского района магнетитовые гранат-пироксеновые скарны инфильтрационного типа. И наконец – описываемый тип магнетитового оруденения в ультрабазитах. Вполне логично при подобном разнообразии типов оруденения допустить между ними связь, регенерационные процессы, онаследованность.

Метаморфозированные осадочные и сульфидные магматические рудопроявление, вероятно, являются наиболее древними железорудными образованиями.

На основании изучения текстурно-структурных особенностей, авторы считают, что и изученные хром- и никельсодержащие магнетитовые оруденения также подвергались динамотермальному метаморфизму. Связанные с этими процессами преобразования минерального состава и внутреннего строения руд очень затрудняют расшифровку их первичной природы. Они могли бы быть измененными первично магматическими хромитовыми рудами. Необъяснимым остается в таком случае высокое содержание никеля. Могли бы представлять собой и измененные древние коры выветривания. Тогда возникают еще больше вопросов относительно состава руд. Авторами была высказана идея о метасоматическом способе образования (ZHELYASKOVA-PANAYOTOVA et al., 1980). При этом допускалось мобилизация никеля и хрома горячими активными железоносными растворами во время прохождения их сквозь ультрабазиты с отложением в ходе движения в наиболее благоприятной обстановке. Предполагалось, что такой являлись контакты двух контрастных типов пород – ультрабазиты и известняки.

За прошедший период времени были получены новые данные, главным образом, относительно химического и минерального состава и структуры руд. Из-за отсутствия горных выработок эта информация недостаточна, чтобы считать вопрос о генезисе руд решенным. На данном этапе исследования бесспорным представляются только два момента: 1 – вмещающими оруденения породы являются ультрабазиты и образовавшиеся за их счет листвениты и 2 – руды образовались до метаморфизма вмещающих их пород.

Литература

- ЖЕЛЯЗКОВА-ПАНАЙОТОВА, М.; КОЛЧЕВА, Кр.; ИВЧИНОВА, Л.: Изучения ультрабазитов Болгарии с помощью математических методов. I. Ультрабазитовый магматизм Болгарии. *Geologica Balc., Sofia* 2 (1977) 3, S. 49-60
- ЖЕЛЯЗКОВА-ПАНАЙОТОВА, М.; КОЛЧЕВА, Кр.; БОЯДЖИЕВ, Ст.; ИВЧИНОВА, Л.; ВЪЧЕВ, В.; ПЕТРОВ, П.: Изучения ультрабазитов Болгарии с помощью математических методов. III. Петрохимическая характеристика. *Geologica Balc., Sofia* 8 (1978) 4, S. 9-24
- COLEMAN, R.G.: Ophiolites. *Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York* (1977), S. 262
- ZHELYASKOVA-PANAYOTOVA, M.; KOLCHEVA, Kr.; YANEV, V.: Metasomatic chromium- and nickel-bearing magnetite ore mineralizations in the district of Ardino (Bulgaria). *Unesco. An intern. symp. on metallogeny of mafic and ultramafic complexes: The Eastern Mediterranean-Western Asia area and its comparison with similar metallogenic environments in the world. Abstracts. Athens* (1980), S. 132

Сравнение базальтового ложа прошлых и современных океанов

Л. П. ЗОНЕНШАЙН

Р е з ю м е

Проводится сравнение морфологии следующих срединно-океанических хребтов с применением погружаемых аппаратов:

- Красноморский рифт (проект "Пикар")
- Срединно-Атлантический хребт (проект "Фамоус")
- Восточно-Тихоокеанское поднятие (проект "Сиамекс").

При принципиально одинаковом подразделении показываются важные различия по рельефу и определенные различия при распределении и вещественной характеристике (строение, содержание TiO_2) подводных лав в зависимости от скорости спрединга.

Исходя из этих результатов и исследования вулканического комплекса у реки Шулдака (хребт) Мугоджары реконструируется рифтовая зона палеоокеана с высокой скоростью спрединга на Южном Урале.

Comparison of the basaltic layer of recent and palaeoceans

S u m m a r y

The morphology of the following mid-oceanic rifts (investigated by means of submarines) is compared:

- Red Sea rift (project PICCARD)
- Mid Atlantic rift (project FAMOUS)
- East Pacific ridge (project SIAMEX).

These have on principle identical subdivision but essential differences in the relief and certain differences in the distribution and substantial characterization (structure, TiO_2 contents) of submarine lavas in dependence on the spreading rate.

Basing on these results and the investigation of the volcanic complex at the river Šuldak (Mugodzar crest) the rift zone of a palaeocean with high spreading velocity in the South Ural is reconstructed.

Vergleich der Basaltschicht von rezenten und Paläoozeanen

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Morphologie folgender, mittels Tauchbooten untersuchter mittelozeanischer Riffe wird verglichen:

- Rotmeer-Rift (Projekt PICCARD)
- Mittelatlantik-Rift (Projekt FAMOUS)
- Ostpazifik-Rücken (Projekt SIAMEX).

Bei prinzipiell gleichartiger Untergliederung bestehen wesentliche Unterschiede im Relief sowie gewisse Unterschiede in der Verteilung und substantiellen Charakteristik (Gefüge, TiO_2 -Gehalte) der submarinen Laven in Abhängigkeit von der spreading-Rate.

Aufbauend auf diesen Ergebnissen und der Untersuchung des Vulkanitkomplexes am Fluß Šuldak (Mugodzar-Rücken) wird die Riftzone eines Paläoozeans mit hoher spreading-Rate im Südural rekonstruiert.

Доказано, что офиолитовые комплексы складчатых поясов континентов представляют собой остатки прошлой океанической коры. Но до сих пор высказываются сомнения в правильности полной аналогии между породами офиолитовой ассоциации и слоями современной океанической коры. Существующие материалы показывают, что древнее океаническое ложе формировалось тем же путем спрединга и что оно принципиально не отличалось от ложа современных океанов. Это хорошо видно при сравнении силурийских базальтов Южного Урала с современными базальтами океанов.

Излияния базальтов, наращивающие океаническую кору, происходят в осевых зонах срединно-океанических хребтов, или в осевых зонах спрединга. За последние годы строение зон спрединга было подробно изучено с применением погружаемых аппаратов по проекту "Фамоус" в Срединно-Атлантическом хребте, по проекту "Сиамекс" в Восточно-Тихоокеанском поднятии и по проекту "Пикар" советской экспедицией в Красном море. Эти районы сильно отличаются по своему структурному положению и по скорости спрединга: 1,5 см/год в Красном море, 2,5 см/год в Атлантике и 6 см/год в Тихом океане. В связи с этим различается их морфология, при малых скоростях спрединга существует хорошо развитая осевая рифтовая долина, тогда как при высоких скоростях она отсутствует и даже замещается осевым поднятием. Вместе с тем выяснилось, что несмотря на эти морфологические различия зоны спрединга во всех случаях имеют принципиально одно и то же строение. Они состоят из нескольких дополнительных зон, расположенных симметрично относительно оси спрединга (Рис. 1). Выделяются:

1) осевая экструзивная зона шириной не более 1 км; в ней происходит излияние базальтов; она сложена молодыми вулканическими постройками - вулканическими горами высотой 200 - 300 м и шириной 0,5 - 1 км;

2) зона растяжения шириной 2 - 2,5 км; в ее пределах базальтовое ложе разбито многочисленными зияющими трещинами - гьярами, указывающими на преобладающие условия раздвига; в совокупности экструзивная зона и две обрамляющие ее зоны растяжения образуют осевой рифт, или внутреннее ложе, с общей шириной 4 - 5 км;

3) зона сбросообразования, состоящая из лестницы сбросовых ступеней, широкими маршами опускающихся к оси рифта; высота сбросовых уступов составляет в среднем 200 - 300, достигая 500 - 700 м, ширина ступеней варьирует от 1 до 5 км, средние значения равны 2,5 - 3 км; наиболее характерны нормальные сбросы, по которым блоки коры смещены во внутрь рифта; предполагается, что многие сбросы являются листрическими; ширина зоны, где идет активное сбросообразование, оценивается в 10 - 15 км;

4) тектонически неактивная зона, где отсутствуют следы молодых тектонических перемещений.

Таким образом, общая ширина активных зон равна в среднем 25 км. Различия между низкоскоростными и высокоскоростными спрединговыми хребтами состоят в том, что в первых из них внутреннее ложе опущено относительно краевых сбросовых ступеней, а во вторых - приподнято относительно них.

Вулканические излияния сконцентрированы в необычайно узкой осевой экструзивной зоне. Несмотря на огромную протяженность осей спрединга, измеряемую многими тысячами километров, вся тектоническая активность охватывает полосу всего 25 км, а вулканизм и того меньше - всего 1 км. Это служит дополнительным важным свидетельством существования

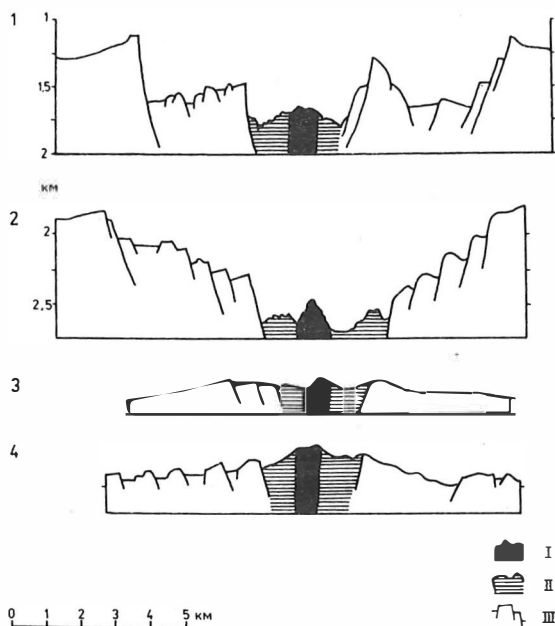


Рис. I Разрезы океанических рифтовых зон с разной скоростью спрединга
 1 - КРАСНОМОРСКИЙ РИФТ, 18° с.ш., 1,5 см/год
 ПРОЕКТ ПИКАР
 2 - СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ РИФТ 37° с.ш., 2,5 см/год
 ПРОЕКТ ФАМОУС
 3 - ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ, 21° с.ш., 6 см/год
 ПРОЕКТ СИАМЕКС
 4 - ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ, 3,5° ю.ш., 15 см/год
 I - Экструзивная зона внутреннего рифта
 II - Зоны растяжения внутреннего рифта
 III - Зоны сбросообразования

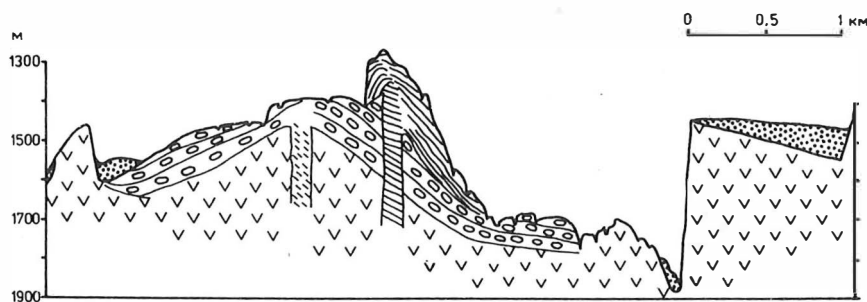


Рис. 2 Разрез оси Красноморского рифта в районе 18° с.ш.
 Галочки - базальты с возрастом древнее 1000 лет,
 кружочки - базальты с возрастом около 10000 лет,
 извилистые линии - базальты с возрастом менее
 1000 лет, точки - осадки. Видно, что самый молодой
 вулкан возник на восточном склоне более древнего.

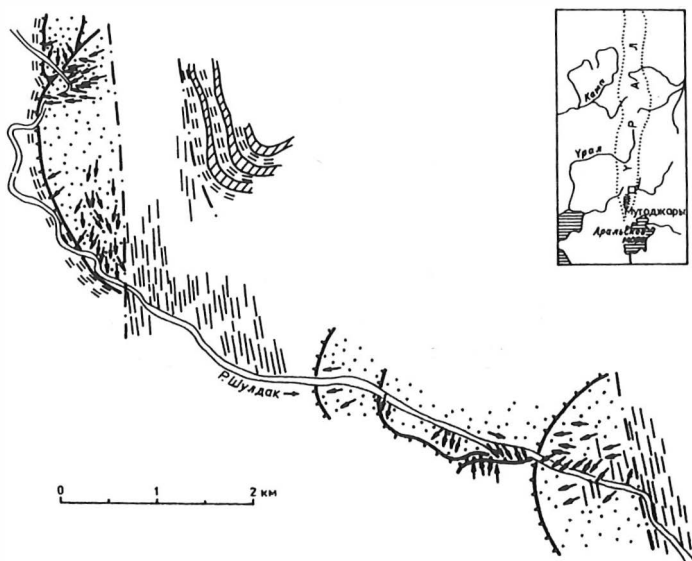


Рис. 4 Фрагмент разреза по реке Шульдак в Мугоджарах /Урал/.
 Показана реконструкция вулканических построек на дне Уральского палеоокеана силурийского возраста. Точки - подушечные лавы. Стрелки отмечают направление течения потоков лавовых труб. Зубчатые линии - края вулканических построек. Длинные тонкие линии - параллельные дайки. Короткие двойные линии - океанические осадки. Заштрихованы - долеритовые силлы. На врезке показано положение района.

Границ между жесткими литосферными плитами. При детальном подводных исследованиях выяснилось, что подводные извержения не следуют столь уж строго по оси прежних вулканических построек. Они мигрируют на площади внутреннего ложа, но большей частью не выходят за пределы склонов более древних вулканических построек. Более молодые вулканические постройки часто формируются на склонах более древних (Рис. 2). Миграция центров вулканизма отражает мелкомасштабные перескоки оси спрединга в рамках внутреннего ложа.

В зависимости от скорости спрединга обнаруживаются некоторые отличия в базальтах. Для низкоскоростных осей спрединга, в Атлантике и Красном море, наиболее примечательны трубообразные потоки подушечных лав, составляющие конические вулканические постройки. Базальты, изливаясь на морское дно, вступают в контакт с холодной водой и поверхностная часть потока быстро охладится, покрываясь стекловатой коркой закалки. Под этой коркой продолжает течь раскаленная лава, которая может в любом месте прорвать корку и дать начало новой лавовой трубе. Формы лавовых подушек (труб) весьма разнообразны и зависят большей частью от крутизны склона (Рис. 3, Tafel II и Tafel III). На пологих участках распространены уплощенные и луковичеобразные подушки (Рис. 3в,г), для крутых склонов свойственны подушки типа слоновьих хоботов или органных (Рис. 3 д, е) труб. На вершинах вулканических гор наблюдаются изолированные вулканические аппараты, напоминающие стога сена, только вместо слоев травы они сложены переплетающимися лавовыми трубами. Местами отмечены небольшие паразитические жерла — углубления неправильной формы в несколько метров диаметром (Рис. 3 а). Вокруг вулканических аппаратов всегда много пустотелых подушек (Рис. 3 б): из под стекловатой корки последние порции лавы вытекли, оставив за собой пустое пространство, которое заполняется осадками и обломками вулканического стекла. Кровля пустотелых подушек часто обрушается и поэтому вулканические жерла всегда окружены обломками битого вулканического стекла, т.е. гиадокластитов. С высокоскоростных осей спрединга, в Тихом океане, наряду с подушечными лавами, такими же, как в Атлантике и в Красном море, широко распространены пластинчатые покровы лав, часто составляющие остатки лавовых озер. Подушечные лавы слагают вулканические горы, а понижения между ними заполнены лавовыми покровами. Крайне впечатляющими являются колонны из лав высотой до 15 м; они возникли при прорыве сквозь толщу лав "пузырей" перегретой воды, оказавшейся погребенной под лавами при быстром их излиянии.

Низкоскоростные базальты отличаются обилием вкрапленников плагиоклаза и (реже) пироксена, тогда как высокоскоростные базальты являются в основном афировыми. В первом случае магма отстаивалась в очаге, где успела пройти кристаллизационная дифференциация, тогда как при большой скорости спрединга лавы извергаются так быстро, что никакой дифференциации не происходит. Установлено, что базальты также несколько различаются по химическому составу: чем больше скорость спрединга, тем больше содержания TiO_2 в породах с одним и тем же железо-магниевым отношением. Так, при железо-магниевом отношении, равном 1 — 1,2, содержания двуоксида титана в базальтах Красного моря равно в среднем 0,8 %, в Атлантике — 1,1 %, в Тихом океане при скорости 6 см/год — 1,3 % и при скорости 12 см/год — 1,5 %.

На южном окончании Урала, в хребте Мугоджары сохранился удивительно слабо измененный и почти недеформированный участок силурийского океанического ложа. Породы офиолитовой ассоциации слагают здесь плоскую синклираль около 30 км в поперечнике. Мульда синклинали занята девонскими островодужными комплексами, а на крыльях обнажаются отдельные горизонты офиолитовой ассоциации, начиная, сверху, с тонкого (первые сотни метров) чехла океанических осадков, затем подушечные лавы, параллельные дайки и кончая изотропными пироксеновыми габбро. Особенно хороший разрез вскрыт в береговых обрывах р. Шульдак, где на протяжении 15 км можно наблюдать строение прошлой океанической коры (Рис. 4). В разрезе поля подушечных лав чередуются с полями параллельных даек. Ширина полос, сложенных соответственно лавами или дайками, равна 2 – 3 км. Местами на лавах сохранились карманы, выполненные кремнистыми осадками, включающими прослой тонкозернистых турбидитов.

Внутри полей даек наблюдаются сильно сближенные вертикальные пластообразные тела долеритов средней мощностью около одного метра. Дайки внедрены одна в другую. Их обнажения имеют псевдослоистый облик из-за многократного внедрения даек. Всегда хорошо различимы афанитовые закаленные контакты, что говорит о внедрении каждой новой дайки уже в охлажденные более ранние дайковые тела.

При переходе от лавового поля к дайковому ряду среди подушечных лав появляются вначале одиночные дайки, потом они группируются кустами по 5 – 10 даек и затем начинается сплошное поле даек с отдельными экранами (скринами) вмещающих лав. Во многих местах видно, что подушки расколоты вертикально и смежные части подушек, находящиеся сейчас по разные стороны от дайки, мысленно можно соединить вместе. Ясно, что внедрению даек предшествовало образование зияющих трещин – гьяров. В некоторых обнажениях удается наблюдать такие ископаемые гьяры, заполненные обломками лав и кремнистых пород.

В обнажениях по реке Шульдак прекрасно видно, что подушечные лавы, как на современном океаническом ложе, представляют собой не что иное, как наслоение лавовых труб, ветвящихся вниз по течению лав (рис. 5, Tafel 3). Их форма идентична форме океанических лав. Кроме подушечных лав сравнительно широко развиты пластинчатые покровы, некоторые из которых прослежены на расстояние 0,5 – 0,75 км. Довольно многочисленны силловые залежи; они часто залегают внутри осадков, образуя подслоевые потоки. В ряде мест удается наблюдать сами вулканические жерла. В верхах дайковой серии дайки теряют параллельность и переходят в силлы или штокверковые тела, часто заполненные эруптивными брекчиями. Они в дальнейшем, выходя на поверхность, порождают потоки лавовых труб. Вокруг штокверковых тел, как из сердечника, нагромождены наклонные лавовые потоки, что создает картину, очень похожую на "стога сена" в океанических осях спрединга. В одном случае наблюдался вулканический аппарат типа лавового мини-озера: в виде наслоения тонких лавовых покровов мощностью 10 м, из под которых вытекают уплощенные лавовые подушки. Близжерловые участки характеризуются появлением гиалокластитов и пустотелых лавовых труб.

С целью реконструкции положения и конфигурации более крупных вулканических построек – возможных аналогов подводных вулканических гор осевых зон океанических рифтов – по всему разрезу реки Шульдак производились замеры ориентировки лавовых труб, т. е. направлений первичного течения лавы. Выяснилось, что в каждом из лавовых полей преоб-

даёт ориентировка потоков в западных румбах и почти нет потоков, текущих в восточном направлении. По ориентировке потоков удалось восстановить конфигурацию построек (см. рис. 4). Оказалось, что в большинстве случаев от них сохранились лишь западные половины, а восточные отсутствуют. Эта картина удивительно точно совпадает с тем, что следовало бы ожидать при образовании базальтового ложа за счёт спрединга океанического дна, когда по оси идет раскол и половинки (или части) вулканических построек расходятся в разные стороны. Поскольку сохранились лишь западные половины, то можно утверждать, что ось спрединга располагалась восточнее (конечно, в современных координатах). Размеры реконструируемых вулканических построек составляют 0,5 – 1 км в поперечнике и в этом отношении они вполне соизмеримы с вулканическими центрами в оси океанических рифтов.

Чередование на площади лавовых и дайковых полей можно считать отражением различной глубины эрозионного среза и на этом основании восстановить рельеф прежнего ложа рифтовой зоны Уральского палеоокеана. Каждая пара – лавы–дайки – отвечает прежней ступени: дайки ее поднятому, а лавы – опущенному краю. Ширина таких реконструируемых ступеней равна 2 – 5 км, т. е. опять такая же, как в океанических рифтах. Ступени вздернуты к востоку, что совпадает с выводом о положении ископаемой оси спрединга к востоку.

Аналитические данные однозначно указывают на идентичность базальтов реки Шулдук океаническим толеитам. Специальные исследования были направлены на установление первичной глубины излияния лав и скорости спрединга. Пузыристая океанических толеитовых базальтов является очень чутким индикатором глубины излияния: Чем меньше глубина, тем больше пустот. В базальтах реки Шулдук пузыристая составляет 5 – 7 %, что значительно меньше чем в базальтах Красноморского рифта (10 %), изливавшихся на глубине 1300 – 1500 м, и соизмеримо с пористостью базальтов оси Срединно-Атлантического хребта, изливавшихся на глубине 3000 м. Следовательно, эти же глубины можно принять для базальтов реки Шулдук. Что касается скорости спрединга, то базальты реки Шулдук почти не содержат вкрапленников, представлены в основном афировыми разностями. Среди них, кроме лавовых труб, присутствуют пластинчатые лавовые покровы, реконструируются лавовые озера. По имеющимся химическим анализам, базальты являются высокотитанистыми (до 2 % TiO_2). Следовательно, по всем признакам они отвечают высокосрединговым океаническим рифтам. Скорость была не меньше 6 см/год.

Таким образом, геологические данные говорят о полной идентичности вулканических пород реки Шулдук базальтам, формирующимся в оси современных океанических спрединговых хребтов. Удаётся восстановить ископаемый спрединг, реконструировать рельеф прежней рифтовой зоны, установить высокую скорость спрединга. Эти данные убеждают в том, что древнепалеозойское океаническое ложе принципиально не отличалось от ложа современных океанов.

Статья написана по следующим литературным источникам:

ЗОНЕНЦАЙН, Л.П.: Там, где рождается океаническая кора
Природа 2 (1982), стр. 67 – 74

ЗОНЕНЦАЙН, Л.П.; МОНИН, А.С.; СОРОХТИН, А.Г.: Тектоника Красноморского рифта в районе
18^о с.ш.
Геотектоника 2 (1981), стр. 3 – 22

- ЗОНЕНШАЙН, Л.П.: Палеоокеанологические исследования на Урале
Земля и вселенная 4 (1981), стр. 48 - 54
- МОНИН, А.С.; ЗОНЕНШАЙН, Л.П.; ЛИТВИН, В.М.; СОРОХТИН, О.Г.: О структуре Красноморско-
го рифта
Докл. АН СССР, 5, 1980
- BELLAÏCHE, G. et al.: Inner floor of the rift valley: first submersible study.
Nature, London 250 (1974), p. 558-560
- FRANCHETEAU, I.; JUTEAU, T.; NEDHAM, D.; RAUGIN, C.: Суамех: Naissance d'un ocean.
CNEKO, Paris 1980, 88 p.

Условия образования пироповых перидотитов и эклогитов в кристаллическом фундаменте
Богемского массива и его аналогов

Н. Л. ДОБРЕЦОВ

Р е з ю м е

Определение характерных P-T условий породообразования (табл. I) показывает, что пироповые перидотиты в верхней мантии кристаллизовались при около 1100°C и 18 - 20 кбар и что реакционные продукты контактов и окружающие гнейсы были метаморфизованы в 3 этапах, в среднем при 900°C и 10 кбар, 750°C и 7,5 кбар и 600°C и 4 кбар. Эта оценка регионального метаморфизма соответствует геотерме C и наиболее высокому тепловому потоку, и большинство P-T оценок пироповых перидотитов и эклогитов соответствует океанической геотерме (фиг. I). Это высказывание утверждает гипотезу о транспорте пироповых серпентинитов через покровы верхней мантии на поверхность, вызванном при столкновении континентальных плит, англогичных таковым в Гималаях. Это столкновение также вызывает утолщение земной коры, усиление теплового потока и региональный метаморфизм.

The origin conditions of pyrope peridotites and eclogites
in the crystalline basement of Bohemian and other massives

S u m m a r y

The typical estimations of P - T conditions of the formation of the rocks (Table 1) show that the pyrope peridotites crystallized in the upper mantle at T about 1100 °C and P = 18 - 20 kbars and the contact-reactional rocks and country gneisses were metamorphosed in three stages with the parameters (average) 900 ° and 10 kbars, 750 ° and 7,5 kbars, 600 °C and 4 kbars. These estimations of the regional metamorphism correspond to the geotherm C and maximum heat flow and the most of P - T estimations of the pyrope peridotites and eclogites corresponds to the oceanic geotherm (Fig. 1). These evidence support the hypothesis about the pyrope peridotites were transported by the nappes on the surface from the upper mantle by the collision of the continental plates of the Himalayan type. This collision also led to the thickening of the crust, the high heat flow and the regional metamorphism.

Die Entstehungsbedingungen der Pyroperidotite und Eklogite im kristallinen Fundament des Böhmisches Massivs und nördlich angrenzender kristalliner Einheiten

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Bestimmung der charakteristischen P-T-Bedingungen der Gesteinsbildung (Tab. 1) zeigt, daß die Pyroperidotite im oberen Mantel bei etwa 1100 °C und 18 - 20 kbar kristallisierten und die Reaktionsprodukte der Kontakte sowie die umgebenden Gneise in 3 Etappen, durchschnittlich bei 900 °C und 10 kbar, 750 °C und 7,5 kbar sowie 600 °C und 4 kbar, metamorphisiert wurden. Diese Abschätzung der Regionalmetamorphose entspricht der Geotherme C sowie dem maximalen Wärmefluß. Die meisten P-T-Abschätzungen für Pyroperidotite und Eklogite stimmen mit der ozeanischen Geotherme überein (Abb. 1). Diese Aussage stützt die Hypothese über den Transport der Pyropserpentine durch Gleitdecken vom oberen Mantel an die Oberfläche, verursacht durch Kollision kontinentaler Platten vom Himalaja-Typ. Diese Kollision führt gleichzeitig zur Krustenverdickung, zu einem hohen Wärmefluß sowie zu regionalmetamorphen Veränderungen.

Серия Молданубикум в кристаллическом фундаменте Богемского массива и метаморфические толщи небольших блоков в складчатых зонах герцинид, обрамляющих этот массив с севера (Мюнхберг, Гранулитовые, Рудные, Совьи горы) имеют много общего. Отличительной особенностью всех этих толщ является полиметаморфизм с ранним гранулитовым этапом метаморфизма и наличие многочисленных тел (до 2,5 км длиной) пироповых перидотитов и эклогитов. Пироповые перидотиты в Богемском массиве расположены преимущественно по периферии блока, сложенного молданубикумом. Если принять общее куполообразное строение этого блока, то это означает, что тела пироповых перидотитов и эклогитов концентрируются в верхней части молданубикума вблизи контакта с перекрывающими толщами или надвигами офиолитов. Надвиги офиолитов рифейского возраста хорошо фиксируются в обрамлении Гранулитовых гор (WERNER, 1981) и Совьих гор, а также предполагаются на северо-западе Богемского массива (Марианско-Лазненский комплекс).

Одно из наиболее крупных тел в Богемской массиве около Мохельно - было продемонстрировано участникам полевой конференции подкомиссии 2 в Чехословакии летом 1980 г., а затем петрология этого тела и контактово-реакционных пород была изучена коллективом авторов - участников вышеназванной полевой конференции (DOBRETSOV et al., 1981). Как оказалось, тело имеет сложное чешуйчатое строение, неоднократно деформировано и претерпело полиметаморфизм. Первичные ассоциации пироповых перидотитов соответствуют условиям верхней мантии и не согласуются с оценками T и P контактово-реакционных пород и вмещающих гранулитов.

В таблице I и на рис. I показаны характерные оценки P-T условий кристаллизации пироповых лерцолитов и пироксенитов из р-на Могельно и других участков названных массивов в сравнении с P-T условиями кристаллизации контактово-реакционных пород и вмещающих гнейсов. Почти все оценки по парам $S_{rx} - G_r$ и $S_{rx} - O_{rx}$ в лерцолитах группируются около 1100°C и 18 - 20 кбар и только несколько оценок в гранатовых пироксенитах заметно отличаются в сторону меньших температур (900 - 1000°) и более широких вариаций давления (13 - 30 кбар). Но и эти оценки не выходят за пределы P-T поля (II) шпинелевых и гранат-шпинелевых мантийных лерцолитов из ксенолитов в щелочных базальтах (ДОБРЕЦОВ, 1980). Сюда же попадают некоторые оценки для эклогитов (5а), однако большая

Table 1 P-T conditions of origin of pyrope lherzolite and associated rocks t in °C

Rock type	Association	Bohemian massif			Granulitgebirge	Erzgebirge	Gory Sowie
		Mohelno	Stare	Bory	Greifendorf-Reinsdorf	Zöblitz-Eppendorf	Bystrzya Gorna
Pyrope lherzolite	Cpx-Gr	1123-1066 18-20kbar	1128-1087 18-20 kbar	-	-	-	1100, 20 kbar
	Cpx-Opx	1043-820	1092-1070	-	1050	1070	1100-1050
Clinopyroxenite	Cpx-Gr	-	-	1022-934 18-20 kbar	900-950, 13 kbar	1100, 18-20 kbar	1000, 30 kbar
Contact rocks	Cpx-Gr	869-916 8 kbar	-	-	-	-	700-800 8-9 kbar
Gneisses	Cpx-Gr	860			a) 850-900; 8,5-9 kbar	600, 5 kbar	670, 10 kbar
	Cpx-Hrb	(700) 800			b) 700-800; 7-8 kbar		-
	Gr-Bi	650			550-650; 2-4 kbar		-
Eclogites			a) 850, 15 kbar b) 650, 10 kbar		- -	530, 8-10 kbar	670, 10 kbar
Source		Dobretsov, et al.,1981	Dudek, Fiala, Padera, 1977	Fediukova, 1974	Thalheim, 1979 Behr,1978;new data	Bakun-Czubarow, 1975; Thalheim, 1977	Bakun-Czubarow, 1980; new data

часть эклогитов из молданубикума и аналогичных гнейсов соответствует более низким температурам.

P-T оценки эклогитов и большей части пироповых лерцолитов располагаются около океанической геотермы ("в" на рис. 1) или несколько смещены в сторону геотермы "с" за счет влияния более поздних процессов. Геотерма "с" характеризует "средние" условия регионального метаморфизма вмещающих пород в коре и соответствует наиболее высокому тепловому потоку. Разные этапы регионального метаморфизма характеризуются для ранней фазы условиями гранулитовой фации (поле II), затем высокотемпературной амфиболитовой фации (700 – 800°C и 6 – 7 кбар) и, наконец, низкотемпературной амфиболитовой фации. Последняя фаза соответствует условиям кристаллизации анатектических и параавтохтонных гранитов (около 600°C и 4 кбар) и трактуется нередко как гранитизация. Эти фазы, возможно, заметно отличаются по возрасту, однако близость их P-T параметров одной геотерме свидетельствует о близком тепловом потоке, а следовательно, о сходном режиме регионального метаморфизма.

Приведенные оценки (табл. 1 и рис. 1), основанные на обзоре литературы и некоторых новых данных минералогической термометрии, полученных автором (см. табл. 1), позволяют поддержать и конкретизировать заключение подкомиссии 2 в отношении генезиса пироповых перидотитов и эклогитов молданубикума, сформулированные после полевых работ в Чехословакии (1980), ГДР и Польши (1981):

- 1) Пироповые перидотиты и эклогиты относятся к типичной офиолитовой ассоциации;
- 2) Возможно, они являются отторженцами верхней мантии, сформировавшимися на глубинах более 60 км;
- 3) Они были выведены в верхние структурные этажи при столкновении континентальных плит, аналогичных таковым в Гималаях, причем распределение P и T в подошве надвигающейся плиты близко соответствовало изотерме "в";
- 4) значительное утолщение коры вызвало, с одной стороны, усиление теплового потока и региональный метаморфизм, соответствующий изотерме "с", и с другой стороны, поднятие и глубокую эрозию с почти полным уничтожением перекрывающей плиты, от которой остались только провесы ее подошвенной части, деформированные и метаморфизованные совместно с подстилающими гнейсами;
- 5) Вышеупомянутые офиолиты, возможно, представляют реликты океанической пластины, зажатые между двумя континентальными плитами аналогично пеннинским покровам офиолитов в структуре Альп.

Сходные закономерности характерны для многих тел пироповых перидотитов и эклогитов в гнейсах и сланцах, например в Кокчетавском массиве и Казахстане (DOBRETISOV, SOBOLEV, 1970), поэтому предложенное объяснение может иметь более общее значение. Альтернативная гипотеза для объяснения их генезиса – внедрение пироповых перидотитов и эклогитов в виде высокотемпературных магм во время метаморфизма высоких давлений – была изложена нами ранее (DOBRETISOV, SOBOLEV, 1970).

Литература

- ДОБРЕЦОВ, Н.Л.: Введение в глобальную петрологию Новосибирск: Наука 1980
- BAKUN-CZUBAROW, N.: Geochemistry of ultramafic rocks applied to geothermometry. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., Warszawa 82 (1975), p. 127-140
- BAKUN-CZUBAROW, N.: Pyroxene geothermometry applied to the Sowie Gory ultramafic rocks. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., A-8 (130) Warszawa (1980), p. 57-67

- BEHR, H.J.: Subfluenzprozesse im Grundgebirgsstockwerk Mitteleuropas. Zeitschr. geol. Ges., Hannover 129 (1979), S. 283-318
- DOBRETISOV, N.L.; MÍSAŘ, Z.; POPOV, N.V. et al.: The comparison of the metamorphism of the pyrope peridotites and country rocks of the Bohemian massif. Acta Univ. Carolina Geologica 1981 (in press)
- DOBRETISOV, N.L.; SOBOLEV, N.V.: Eclogites from metamorphic complexes of the USSR. Phys. Earth Planet. Interior, 3 (1970)
- DUDEK, A.; FEDUKOWA, E.: Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. N. Jahrb. mineral. Abh., Stuttgart 121 (1974), p. 127-159
- FIALA, J.; PADERA, K.: The chemistry of the minerals of the pyrope dunites from borehole T-7 near Stare (Bohemia). Tscherm. mineral. petrol. Mitt., Wien 24 (1977), p. 205-219
- NEUMANN, W.: Präkambrium der Saxothuringisch-Lugischen Zone der Mitteleuropäischen Varisziden. Exkurs.-Führer Feldarbeiten 1980 PK IX, Zentr. Inst. Phys. Erde, Berlin (1980)
- THALHEIM, K.: Geochemische und mineralogische Untersuchungen an Mineralen aus Ultramafiten des Granulitgebirges. Studienarb. Bergakad. Freiberg 1979
- WERNER, C.D.: Sächsisches Granulitgebirge - Saxonian Granulite Massif. In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, 1 Potsdam-Freiberg 1980, p. 129-161

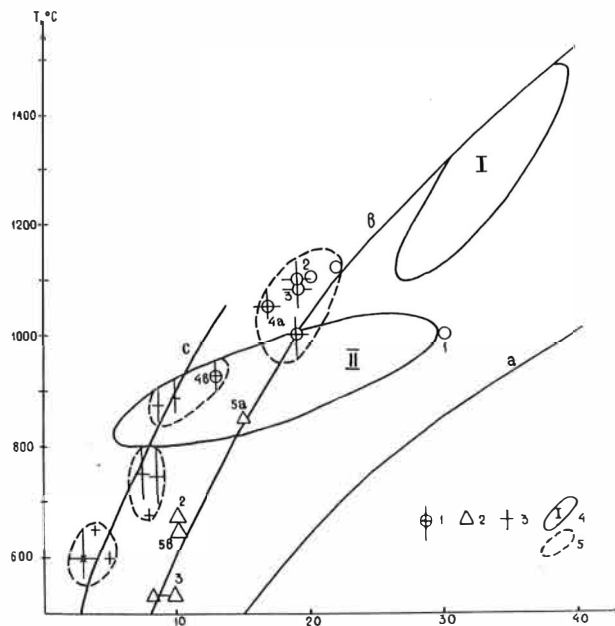


fig. 1 (puc. 1) P-T conditions of rocks' origin and comparison with geotherms of shield (a), oceans (b) and zones of regional metamorphism (c).

- 1 - pyrope peridotites and pyroxenites;
- 2 - eclogites,
- 3 - contact rocks and gneisses;
- 4 - fields of crystallization conditions of mantle xenolithes from basalts (1 - of garnet pyroxenites, II - spinel lherzolites and garnet-spinel ones);
- 5 - fields of crystallization conditions of pyrope peridotites of crust and regionally-metamorphosed rocks of the various stages.

Ophiolites and Initialites - a Comparing Reflection

CARL-DIETRICH WERNER ¹⁾

S u m m a r y

A comparison of the Variscan initialites of the Rheno-Hercynian and the Saxo-Thuringian with OFB and CON TH basing on petrochemical and geochemical criteria leads to the unambiguous statement, the first are continental tholeiites of LKT type. Most distinctly this fact can be deduced from the REE contents and their distribution pattern. From the estimation of the depth of the corresponding partial anatexis melting ranges for the initial magmas follow considerable deeper levels than for the OFB melts. The conception of an intracontinental geosynclinal development within the West and Central European Variscides, derived from geologic observations, can thus be sustained emphatically. Consequently, the distinction between ophiolites and initialites is fully justified. However, the crustal thickness within geosynclinal zones is distinctly smaller than in other regions of continental lithosphere plates.

Ophiolithe und Initialite - eine vergleichende Betrachtung

Z u s a m m e n f a s s u n g

Ein Vergleich zwischen den variszischen Initialiten des Rhenoherzynikums und des Saxothuringikums mit OFB und CON TH nach petrochemisch-geochemischen Kriterien führt zu der eindeutigen Aussage, daß es sich bei den ersteren um kontinentale Tholeiite vom LKT-Typ handelt. Besonders klar ist diese Tatsache aus den Gehalten und dem Verteilungsmuster der REE abzuleiten. Die Abschätzung der Tiefenlage der jeweiligen Aufschmelzungsbereiche ergibt für die initialen Magmen erheblich größere Werte als für die OFB-Schmelzen. Die aus geologischen Beobachtungen abgeleitete Vorstellung einer intrakontinentalen Geosynklinalentwicklung in den west- und mitteleuropäischen Varisziden kann damit entscheidend untermauert werden. Die Unterscheidung zwischen Ophiolithen und Initialiten ist somit vollauf gerechtfertigt. Die Krustenmächtigkeit in Geosynklinalzonen ist jedoch deutlich geringer als in anderen Bereichen kontinentaler Lithosphärenplatten.

¹⁾ Bergakademie Freiberg, Sektion Geowissenschaften, Freiberg

Офиолиты и инициалиты - сравнительное рассмотрение

Резюме

Сравнением между варисцидскими инициалитами рено-герцинской и Саксотюрингской зоны с OFB и CON TH по петрохимически-геохимическим критериям получается однозначное высказывание что первые - континентальные толеиты типа LKT.

Особенно четко можно выводить этот факт из содержаний и образца распределения REE. В результате оценки глубины соответствующих областей расплавки получаются для инициальных магм значительно большие значения чем для расплавов OFB. Выведенное из геологических наблюдений представление внутриконтинентального геосинклинального развития в западно- и среднеевропейских герцинидах можно обосновать таким образом значительно. Итак различие между офиолитами и инициалитами вполне справедливо. Однако, мощность коры в геосинклинальных зонах ясно меньше чем в других областях континентальных плит литосферы.

1. Introduction

The topic of the field work of subcommission 2 of the Problem Commission IX in 1981 was "Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif". The inclusion of the initial, geosynclinal magmatites is thoroughly justified by the subject "Early Stages of Evolution of Geosynclines and their Ophiolitic Complexes", however, considerable discussions have been caused for distinguishing initialites and ophiolites so clearly. Subsequently it will be tried to explain the essential arguments for it, thereby we intentionally proceed from the geologic situation of the West and Central European Variscides.

2. Geologic position of the Variscan initial magmatites

The term "initial volcanism" goes back to H. STILLE (1939), and has been related from the beginning to the classic geosynclinal conception represented by AUBOUIN (1965) at last. Under the influence of the global tectonic ideas the term "geosyncline" has been discredited frequently indeed, but this is not a sufficient reason to withdraw from it generally.

From the experience of Central and West European geologists - especially in the Variscide region - geosyncline represents a secular sinking area - sometimes splitted into several special basins - connected with vast extension zones. The emplacement of initial magmatites s.str. marks the border between two geosynclinal development stages, the pre-flysch and the flysch and olistostrome ones respectively, i.e. Eifelian-Givetian within the Rheno-Hercynian (RH), and Frasnian within the Saxo-Thuringian (ST). The not very abundant so-called "Deckdiabase" (cover diabases, Dinantian I-II) are known only from the RH.

It is decisive, that the whole geosynclinal development within the West and Central European Variscides took place on a continental crust. Lower Palaeozoic is evidently the basis for the pre-flysch sediments both in the RH and in the ST

(FANDRICH, 1972; JUTEAU & ROCCI, 1974; KRAMER & RÖSLER, 1981; MUCKE, 1973; RÖSLER, 1960; RÖSLER & WERNER, 1979a; SCHEFFLER, SCHWAB & WERNER, 1981; SCHROEDER, 1977; SCHWAB, 1976). Below it in the ST follows metamorphic Proterozoic, in the RH its occurrence is probable.

The common rock association of the initial magmatism comprises predominantly basaltic and in smaller quantities even andesitic effusives (spilites), partly forming pillow lavas, and corresponding volcanoclastics as well as basaltic subintrusive bodies or dikes (diabases, partly layered differentiated up to picrites) within pre-flysch and basement rocks. According to their mineral composition the cumulative picrites correspond with mela-olivine tholeiites to plagioclase peridotites, and are mineralogically and geochemically in no way comparable with ophiolitic ultramafics (WERNER, 1982). In some regions, immediately before the effusion of basic lavas, rhyolitic to rhyodacitic effusives occur, mostly submarine (quartz keratophyres), but also subaerial (quartz porphyries; RÖSLER, 1959). Only in parts of the RH exclusively a complete alkaline rock suite is developed with alkali-diabases, spilites, potassium-spilites, microsyenites, keratophyres and quartz keratophyres (RÖSLER & WERNER, 1979a; WERNER & RÖSLER, 1979), related to a special geotectonic situation (WERNER, 1981c). All in all the appearance of diabase-spilite association corresponds greatly to the layer 2 of the oceanic crust. However, the other limbs of an oceanic ophiolite series are completely absent. Consequently, the emplacement of the initialites took place in a marine, but not an oceanic way!

In contrast to the initialites "ophiolite represents oceanic crust generated at mid-ocean ridges, from whence it slowly migrates by ocean floor spreading toward continental margins - there to be subducted into the mantle. Under some circumstances at plate boundaries, slabs of oceanic lithosphere have become detached and override (obduction) continental margins" (COLEMAN, 1977). The complete ophiolite series includes ocean-floor basalts, sheeted dikes, gabbros and harzburgitic-dunitic ultramafics as refractory Upper Mantle. In Central Europe ophiolites are only known from the Upper Proterozoic (MAJEROWICZ, 1981; MÍSAŘ & JELÍNEK, 1980; TONIKA, 1980; WERNER, 1981b).

3. Petrochemistry and geochemistry of the Variscan initialites

By many authors petrochemical and geochemical criteria have been elaborated allowing with sufficient accuracy a discrimination of basaltic magmatites with respect to their geotectonic position. By comparison between OFB and the phenomenologically similar diabases and spilites of the Variscan geosynclinal zone it can be demonstrated unequivocally, that both the basalt types are not identical. This holds true too, if it is taken in consideration, that for the OFB average only fresh rocks were used, whereas the main part of the Variscan initialites has undergone compositional alterations by sub-sea-floor metamorphism, however, the general characteristic features of the rocks could not be effaced essentially.

For the Rheno-Hercynian a mean value " $\bar{\sigma}$ RH" without weighing was calculated of all available diabase and spilite analyses from the Lower Harz (RÖSLER & WERNER, 1979b;

WERNER, 1981a) - except the Elbingerode alkaline rock series - from following units:

Wissenbach slates (Eifelian)	n = 11
Wippra unit (Givetian)	n = 10
Südharz and Selke nappes (Givetian)	n = 17
"Deckdiabase" (Dinantian)	n = 13

After the discriminance test for the bulk chemistry (PEARCE, 1976) \emptyset RH belongs to the continental within-plate basalts of LKT type; the same applies to the single groups, too.

For the Saxo-Thuringian - disregarding more strongly altered samples - a mean value " \emptyset ST" was calculated using 50 picrites (Eastern Thuringia, Vogtland); 75 diabases (Eastern Thuringia, Vogtland, Wildenfels, Frankenberg, Elbe Zone) and 55 spilites (ditto) - data from KRAMER & RÖSLER (1981), RÖSLER & WERNER (1979b), WERNER (1981a) - with following weighing:

$$\begin{aligned} \text{picrite average} + 4 \times \text{diabase average} &= \text{dike average,} \\ \text{dike average} + 3 \times \text{spilite average} &= \emptyset \text{ ST.} \end{aligned}$$

For this the discriminance test gives CON WPB of LKT type also.

The mean values of ocean ridge tholeiites (OFB, n = 387; WEDEPOHL, 1981) and continental tholeiites (CON TH; WEDEPOHL, 1975) were used for the purpose of comparing (table 1). Striking differences in the bulk chemistry became evidently especially at TiO_2 and P_2O_5 , for which a subsequent alteration can be practically excluded. Probably, the relatively high Na_2O contents can be explained partly by reaction with sea or pore water due to the submarine emplacement. They cause the comparatively low normative An contents of the plagioclases (An^{N}) as well as the high values of the THORNTON-TUTTLE index (TTI). Moreover, the initialites are distinguished by high normative Ol and low Opx contents.

In the same way the trace elements were grouped (table 2). From the ST 120-143 single data (Rb = 107, Nb = 73) were available, from the RH 42-48 ones (Rb+Li = 32, Nb = 29). Herewith, the differences between OFB and the initialites are essentially clearer (besides Ti especially Nb and Zr), whereas a rather good similarity does exist with CON TH (Rb, Ba, Sr, Nb, Zr and Cr). Comparing the geochemical parameters the similarity of the initialites with CON TH and their deviation from OFB becomes still more distinct, above all at Zr/Cr, Ti/P, Ti/Zr and Ti/Sc. On the other hand, however, there are variations between both the mean values of RH and ST having their origin in the divergent geotectonic position and - connected with that - the different depth level of the Mantle anatexis producing the magmas.

In addition the following trace elements were determined for a small number of samples (LOOS, SAUPE & WERNER, in prep.) by NAA: REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu; the graphically derived data for the other REE are given in parentheses), Ta, Hf, U, Th and Sc (table 3). From these, four belong to the RH (only "Deckdiabase"), and 18 to the ST (4 picrites, 5 diabases, 9 spilites). The latter were averaged as main and common trace elements. Obviously, the REE pattern of the initialites is nearly identical with that of CON TH. Normalizing the contents of OFB, \emptyset RH and \emptyset ST to CON TH, the quotients of the initialites are near to 1, whereas the OFB

Table 1. Bulk chemistry of Variscan initialites compared with OFB and CON TH

	OFB	Ø RH	Ø ST	CON TH
SiO ₂	49.14	46.5	44.7	51.2
TiO ₂	1.17	1.85	2.7	1.62
Al ₂ O ₃	15.64	15.5	13.9	15.2
Cr ₂ O ₃	0.046	0.026	0.042	0.025
Fe ₂ O ₃	2.64	2.2	3.6	-
FeO	6.66	8.1	8.2	11.0
MnO	0.16	0.22	0.19	0.18
MgO	8.22	7.05	7.7	6.12
NiO	0.018	0.010	0.025	0.017
CaO	11.84	8.8	8.1	10.1
BaO	0.005	0.012	0.030	0.027
SrO	0.016	0.031	0.034	0.039
Na ₂ O	2.4	3.5	3.2	2.37
K ₂ O	0.20	0.45	0.65	0.84
P ₂ O ₅	0.12	0.28	0.35	0.22
H ₂ O ^F	0.75	3.4	3.75	
H ₂ O ⁻	0.34	0.21	0.26	
CO ₂		1.6	2.6	
S	0.04	0.2	0.15	
	99.40	99.94	100.08	98.96
Equivalent cata-norm, adequate to CIPW				
Q	-	-	-	2.85
Or	1.2	2.8	4.15	5.05
Ab	21.9	33.15	30.85	21.8
An	31.85	26.65	23.3	29
Opx	14.45	1.75	2.85	19.1
Cpx	21.76	14.2	14.25	16.85
Ol	4.85	15.7	16.95	-
Mt	2.1	2.45	2.85	2.6
Il	1.65	2.7	4.05	2.3
Ap	0.25	0.6	0.75	0.45
An [#]	59	45	43	57
TTI	23	36	35	30

ones differ clearly. For the equivalent rocks of the Rhenian Massif HERRMANN & WEDEPOHL (1970) could prove this too. In principle, for Sc, Th and U the same holds true, whereas for Ta and Hf there is not a good correspondence, but a significant distinction compared with OFB. The geochemical parameters emphasize this statement especially clearly, as well as fig. 1, representing the mean values normalized to chondrites. Additionally, the graphs of the basic members of the Elbingerode alkaline rock suite are given to stress their special features.

Table 2. Trace element chemistry

	OFB	Ø RH	Ø ST	CON TH
Rb	4,9	11	22	22
Li	9	60	32	7
Ba	48	110	265	246
Sr	134	265	290	328
Nb	11	16	15	13
Zr	85	110	185	137
Ti	7000	11000	16200	9700
Mn	1200	1700	1500	1356
V	252	230	205	251
Ni	144	80	195	134
Co	45	35	46	48
Cr	317	180	290	168
Geochemical parameters				
FI	0.66	0.60	0.60	0.55
τ	11.3	6.5	4.0	7.9
k	0.05	0.08	0.12	0.19
mg	0.61	0.55	0.54	0.49
si	111	112	107	124
qz	- 11	- 23	- 26	- 3
K/Ba	35	34	20	28
K/Sr	12	14	19	21
K/Rb	340	335	245	315
Ba/Sr	0.36	0.42	0.91	0.75
Rb/Sr	0.037	0.042	0.076	0.067
Zr/Cr	0.27	0.61	0.64	0.81
Zr/Nb	7.7	6.9	12.3	10.5
Zr/Ba	1.75	1.0	0.7	0.56
Ti/P	14	9.1	10.6	10.1
Ti/Zr	22	61	56	58
Ti/Sc	175	380	600	325

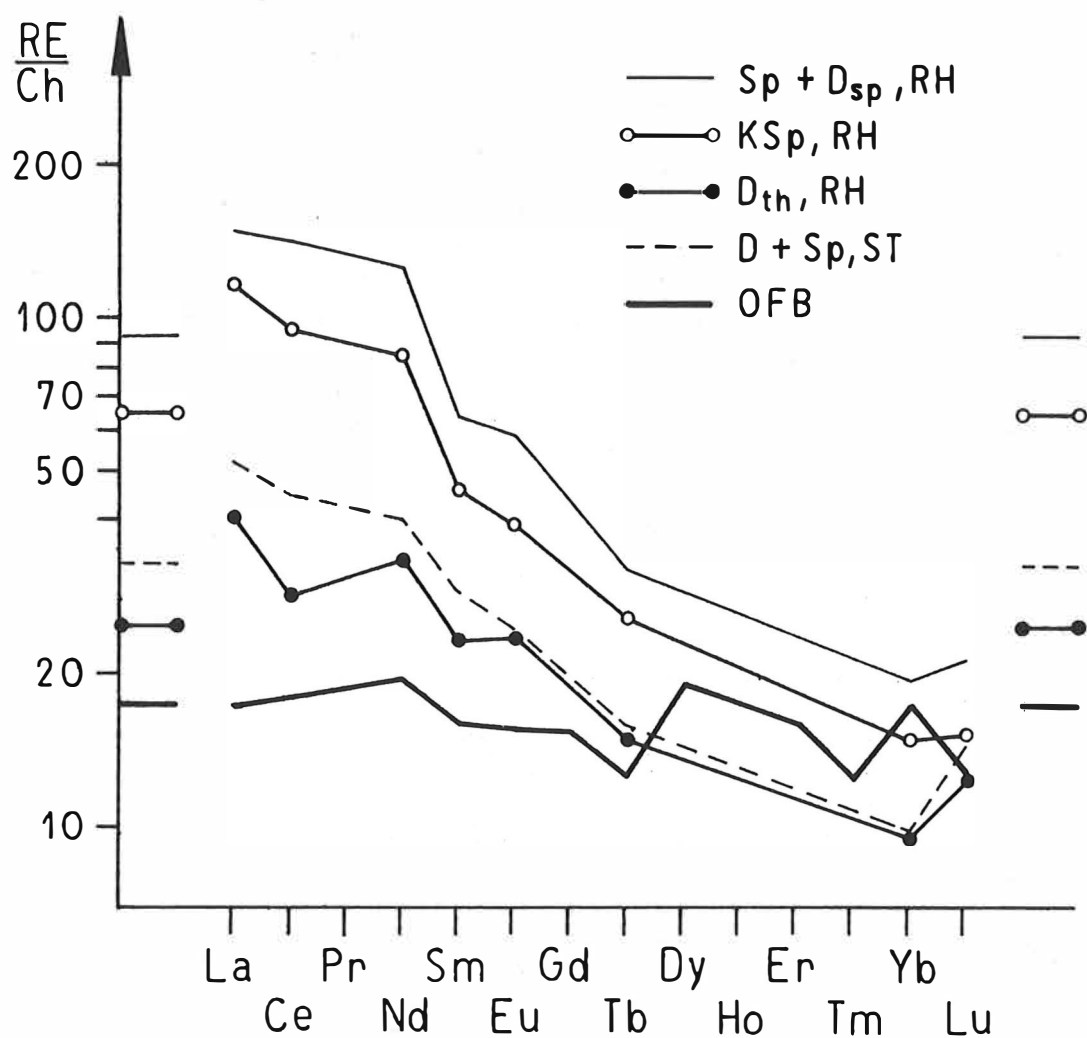


fig. 1 Average REE contents of Variscan initialites (D_{th}, RH, and D+Sp, ST) and of OFB normalized to chondrites. For comparison: Spilites and alkali-diabases (Sp+D_{sp}, RH) and potassium-spilites (KSp, RH) of the Elbingerode alkaline rock suite. For each rock type the normalized mean value is plotted at the margins.

Table 3. REE geochemistry (ppm)

Relation to CON TH

	OFB	Ø RH	Ø ST	CON TH	OFB	Ø RH	Ø ST
La	5.5	13	17	15	2.73	1.15	0.88
Ce	15.6	24.5	39	32.9	2.1	1.34	0.84
Pr	1.3	(4.35)	(5.6)	4.7	3.6	(1.08)	(0.84)
Nd	11.8	20	26.6	18.9	1.6	0.95	0.71
Sm	3.05	4.4	5.5	4.9	1.6	1.11	0.89
Eu	1.11	1.7	1.8	1.5	1.35	0.88	0.83
Gd	4.6	(5.2)	(6.1)	5.5	1.2	(1.06)	(0.90)
Tb	0.61	0.72	0.77	1.2	1.97	1.67	1.56
Dy	5.95	(4.3)	(4.5)	4.9	0.82	(1.14)	(1.09)
Ho	(1.3)	(0.93)	(0.95)	1.3	(1.0)	(1.4)	(1.37)
Er	3.38	(2.45)	(2.5)	2.8	0.83	(1.14)	(1.12)
Tm	0.41	(0.35)	(0.36)	0.46	1.12	(1.31)	(1.28)
Yb	3.29	1.85	1.9	2.6	0.79	1.4	1.37
Lu	0.40	0.39	0.46	0.46	1.15	1.18	1.0
Σ REE	58	84	113	97	1.67	1.15	0.86
Sc	40	29	27	30	0.75	1.03	1.11
Ta	3.0	0.9	1.0	0.5	0.17	0.55	0.5
Hf	2.0	3.6	4.2	2.5	1.25	0.7	0.6
Th	0.75	2.2	1.9	1.8	2.4	0.82	0.95
U	0.12	0.62	0.7	0.5	4.2	0.81	0.71

Geochemical parameters

LREE/HRE	1.77	3.7	4.85	3.7
La/Sm	1.8	2.95	3.1	3.05
La/Yb	1.67	7.05	8.95	5.75
Ce/Yb	4.75	13.2	20.5	12.7
Sm/Yb	0.93	2.4	2.9	1.9
Yb/Tb	5.4	2.55	2.45	2.15
Zr/REE	1.46	1.31	1.64	1.41
Zr/Hf	42	38	44	55
Nb/Ta	3.7	18	15	26
Nb/Th	14.7	7.3	7.9	7.2
Hf/Ta	0.67	1.65	2.2	1.4
Hf/Th	2.67	1.65	2.2	1.4
Th/U	6.25	3.55	2.7	3.6
Th/Ta	0.25	2.45	1.9	3.6
Ta/Tb	4.9	1.25	1.3	0.42

4. Depth level of the partial Mantle anatexis

After WEDEPOHL (1981) the OFB magmas were formed with an average of 15 % mantle material mobilized by partial anatexis for P,T at 10 kb, 1300 °C, corresponding to a depth of roughly 30 km, the Moho being placed ~ 5 km beneath sea-floor.

For the anatexis of the "Deckdiabas" magmas of the RH - the same holds true for the other diabase-spilite rocks of "Ø RH" too - we have derived (RÜSLER & WERNER, 1979a) P with ~ 15 kb, corresponding 45-50 km depth (and a Moho level of ~ 25 km), and for the initial magmas of the ST P = 15-20 kb, corresponding 50-70 km (Moho level ~ 30 km). The Ti and P values (CHAZEN & VOGEL, 1974) are in keeping with this trend (Ø ST > Ø RH > OFB), as well as the lower Al₂O₃ contents of the Ø ST.

Furthermore it is remarkable, that the present Moho level lies the deeper, the deeper the anatectic range for the corresponding magmas can be assumed. The significantly larger depths of the anatectic zones for the initial magmas of RH and ST exclusively taken into consideration, of course, are not yet a proof for their origin within a continental lithosphere plate. But they emphasize this statement, deduced from geologic observations and petro-geochemical data. The thickness of the continental crust within the Variscides amounts to 25-30 km, however, it is smaller - and this holds true for other geosynclinal zones too - than in platform or shield regions (40-45 km). Hence it corresponds to the "subcontinental crust" after RONOV & YAROSHEVSKIY (1967), and to the "shelf crust" in the sense of BRAUSE (1979), respectively.

References

- AUBOUIN, J.: Geosynclines -
Amsterdam: Elsevier (1965)
- BRAUSE, H.: Probleme des Krustenbaus und der geotektonischen Entwicklung auf der Geotraverse Baltikum - DDR - Cesky Massif.
Schriftenr. geol. Wiss., Berlin, 15 (1979), S. 5-36
- CHAZEN, S.I. & T.A. VOGEL: Distribution of Ti and P in oceanic basalts as a test of origin.
Contr. Min. Petr., Berlin 43 (1974), S. 307-316
- COLEMAN, R.G.: Emplacement and metamorphism of ophiolites.
Ofioliti, Bologna 2 (1977), S. 41-73
- FANDRICH, K.: Zur Paläovulkanologie und Petrologie des varistischen Geosynklinalvulkanismus der Elbtalzone.
Freib. Forsch.-H., Leipzig, C 277 (1972)
- HERRMANN, A.G. & K.H. WEDEPOHL: Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der varistischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland.
Contr. Min. Petr., Berlin 29 (1970), S. 255-274
- JUTEAU, T. & G. ROCCI: Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype.
Spilites and spilitic rocks, Berlin: Springer (1974), S. 253-329
- KRAMER, W. & H.J. RÜSLER: Variscan initialites of the Saxo-Thuringian Zone in Eastern Thuringia and Vogtland.
Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif,
Potsdam/Freiberg I (1981), S. 101-128

- MAJEROWICZ, A.: Rock series of the Śleza Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes.
Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Potsdam/Freiberg, II (1981), S. 172-199
- MÍSAŘ, Z. & E. JELÍNEK: Metaofiolity Letovického kristallinikuma (in Russian).
Guide Book of Excursions, PC IX, SC 2, Prague (1980), S. 32-41
- MUCKE, D.: Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes.
Freib. Forsch.-H., Leipzig, C 279 (1973)
- PEARCE, J.A.: Statistical analysis of major element patterns in basalts.
J. Petr., Oxford 17 (1976), S. 15-43
- RÖSLER, H.J.: Zum oberdevonischen Quarzporphyr-Vulkanismus in Ostthüringen.
Z. angew. Geol., Berlin 5 (1959), S. 451-453
- RÖSLER, H.J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen.
Freib. Forsch.-H., Berlin, C 92 (1960)
- RÖSLER, H.J. & C.-D. WERNER: Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas, Teil I.
Freib. Forsch.-H., Leipzig, C 336 (1979) (1979a); Teil II.
Freib. Forsch.-H., Leipzig, C 344 (1979) (1979b)
- RONOV, A.B. & A.A. YAROSHEVSKIY: Chemical structure of the earth's crust.
Geokhimiya, Moscow, no. 11 (1967), S. 1285-1309
- SCHEFFLER, H., M. SCHWAB & C.-D. WERNER: Initialites and sedimentites in the Middle and Lower Harz.
Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Potsdam/Freiberg, I (1981), S. 69-99
- SCHROEDER, E.: Probleme des Initialmagmatismus in den mitteleuropäischen Varisziden.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 44 (1977), S. 65-73
- SCHWAB, M.: Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Unterharz.
Jb. Geol., Berlin 5/6 (1976), S. 9-117
- STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen.
Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Berlin, Nr. 19 (1939), S. 3-31
- TONIKA, J.: Metaofiolitovaya asociaciya Mariansko-Lazen'skovo kompleksa (in Russian).
Guide Book of Excursions, PC IX, SC 2, Prague (1980), S. 4-16
- WEDEPOHL, K.H.: The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the Mantle.
Fortschr. Min., Stuttgart 52 (1975), S. 141-172
- WEDEPOHL, K.H.: Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges, the growth of the oceanic crust.
Naturwiss., Berlin 68 (1981), S. 110-119
- WERNER, C.-D.: Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R.
Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Potsdam/Freiberg, I (1981), S. 17-68
- WERNER, C.-D.: Sächsisches Granulitgebirge - Saxonian Granulite Massif.
Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif, Potsdam/Freiberg, I (1981), S. 129-161
- WERNER, C.-D.: Grabenbildung, Magmatismus, Metallogenese und Metamorphose im Rhenoharzynikum - zur Dynamik einer Geosynklinalzone.
Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981), S. 1315-1318
- WERNER, C.-D. & H.J. RÖSLER: Aussagemöglichkeiten der initialen Magmatite für die Klärung struktureller Verhältnisse am Beispiel des mitteleuropäischen Variszikums.
Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979), S. 353-366
- WERNER, C.-D.: Zur Paragenese von Ultrabasiten im Saxothuringikum der DDR.
Freib. Forsch.-H., Leipzig, C 374 (1982), S. 17-27

Contributions to Initial magmatism of the Saxothuringian zone
(Vogtlandian synclinorium)

MANFRED HAUPT, WOLFGANG KRAMER and GUNDULA NOACK

Beiträge zum initialen Magmatismus des Saxothuringikum
(Vogtländisches Synklinorium)

Z u s a m m e n f a s s u n g

Insbesondere magnetische Messungen bestätigen die Bindung der magmatischen Hauptförderzone des vogtländischen Synklinoriums an NE-SW-streichende tektonische Elemente sowie die Längserstreckung einer Reihe von Basitkörpern in dieser Richtung und quer dazu, d.h., es bestehen eindeutige Beziehungen zu Bruchstrukturen. Damit ergibt sich ein wesentliches Faktum für die autochthone Lagerung der initialen Magmatite.

Der Diabas/Pikrit-Körper von Neuensalz ist ein typisches Beispiel für devonische, differenzierte Lagergänge im Bereich des vogtländischen Synklinoriums und im Prinzip des gesamten westlichen Teils der Zentralsächsischen Zone. Das Auftreten kumulativer Plagioklasbildungen, der hohe Differentiationsgrad und Chemismusunterschiede zu typischen Mantelultrabasiten befestigen die Meinung, daß es sich bei den ultrabasischen Gliedern der "Initialite" nicht um Mantelderivate im engeren Sinne, sondern um ein Differentiationsprodukt basaltischer Mantelmagmen handelt. Jedoch bestehen hinsichtlich der erhöhten Phosphor- und Titangehalte in den Xenolithen tertiärer Basalte des Erzgebirges und der devonischen Basite in der nördlich angrenzenden Zone geochemische und evtl. petrogenetische Beziehungen.

Eine Abschätzung der Bildungsparameter der Peridotit-Xenolithe läßt den Schluß zu, daß deren metamorphe Mineralparagenese unter den Bedingungen einer ozeanischen Geotherme geprägt wurde. Damit sind im Bereich des Saxothuringikum während des Altpaläozoikum bzw. Präkambrium auch aus dieser Sicht ozeanische Krustenabschnitte nicht auszuschließen.

Articles qui concernent le magmatisme initiale du Saxothuringicum

R e s u m é

Ce sont en particulier des mesurages magnétiques qui confirment aussi la liaison de la zone d'extraction magmatique principale du synclinorium de Vogtland avec des éléments qui se déroulent du NE à SW que l'existence d'une série des corps minéraux basiques. Cette existence on peut observer en direction déjà dite en haut mais aussi en travers

à cela. Ça veut dire: Il y a, sans ambiguïté, des relations à des structures de brisement. Par là, un fait substantiel en résulte pour le gisement autochtone des magmatites initiales.

Le corps minérale nommé Diabas/Pikrit de Neuensalz figure un exemple typique des filons dévoniques et différentielles situés dans la région du Synclinorium de Vogtland et - en principe - dans la région de toute la partie occidentale de la zone en Saxe central. Ce sont l'existence des plagioclas cumulatifs, la haute mesure de différenciation et aussi des différences en chimisme en comparaison avec des ultrabasites typiques d'écorce terrestre qui confirment notre avis qu'il s'agit ici d'un produit de différenciation des magmas basaltiques d'écorce terrestre. Alors, les chainons des "initialites" ultrabasiques ne sont pas, au sens étroit, des dérivées de l'écorce terrestre. Mais, concernant les hauts taux de phosphore et de titane dans les xenolithes des basaltes en Erzgebirge et concernant aussi les basites dévoniques dans la zone voisine du nord, il faut dire qu'il y a des relations géochimiques et - peut-être - pétrogénétiques.

Voyant les dates d'origine nous estimons que la paragenèse minérale des xenolithes péridotites a été destinée par une géotherme océanique. Par là, il n'est pas impossible qu'il y a aussi des segments océaniques de croûte dans la région du Saxothuringicum pendant le temps de vieux paléozoïcum ou bien pendant le précambrium.

Примечания к инициальному магматизму Саксотюрингской зоны
(Фогтляндского синклинория)

З а к л ю ч е н и я

В частности магнитные измерения подтверждают соединение главной подъемной зоны Фогтляндского синклинория к северо-восточно - юго-западно простирающим тектоническим элементам и продольное протяжение разных основных тел в это направление и поперек к нему, т.е. существуют ясные отношения к разрывным структурам. Таким образом получается важный факт автохтонного залегания инициальных магматитов. Диабазово-пикритовое тело в Нойензалц является типическим примером девонских, дифференцированных пластовых жил в области Фогтляндского синклинория и в принципе всей западной части Центральной Саксонской зоны. Выступление кумулятивных плагиоклазовых образований, высокая степень дифференциации и разности химизма по сравнению с типическими мантийными ультрабаазитами подтверждают мнение, что ультраосновные члены "инициалитов" не мантийные дериваты в узком смысле, а продукт дифференциации базальтовых мантийных магм.

Однако по отношению к повышенным фосфорным и титановым содержаниям в ксенолитах третичных базальтах Рудных гор и девонских основных пород в зоне, находящейся на северной границе существуют геохимические и при случае петрогенные отношения. Оценка параметров формации перидотит-ксенолитов допускает вывод, что их метаморфический минеральный парагенезис был создан под влиянием океанской геотермии. Имак в Саксотюрингской зоне во время нижнепалеозойского или докембрийского периодов также с этой точки зрения океанические участки земной коры не исключаемы.

By stimulations obtained during field work in spring 1981 and by new data we were caused to do additional assertions on Upper Devonian mafic magmatism of the Vogtlandian synclinorium. They are to confirm our conception on the geotectonic position of "initialites" and on crustification in the Saxothuringian zone from geophysical, geochemical and petrological point of view.

With regard to their geochemical properties the mafic initial magmatites (diabases and basaltic "spilites") are transition types between oceanic and typical continental basalts. They belong to an extensive volcanism in trough regions with sialic but thin crust between local crystalline blocks. This coincides with conceptions of a Central European "shelf crust" (cf. BRAUSE, 1979) and "block mosaik".

1. Gravity and magnetic measurements

The results of regional and reconnaissance gravity measurements with an average point distance of 300 m are dominated by regional minima which reflect the updoming of granites. The density of granites is 2620 kg/m^3 ; the density of the surrounding phyllites is 2780 kg/m^3 . In western direction the ascent to the positive gravity anomaly of the Münchberg gneiss massif becomes evident. The gradients on the margins of the minima reflect deep fault zones, partly with regional extension. They influence the position of granite domes (fig. 1). The gravimetric flanks and the gradient connected with them are an image of the Central Saxonian zone where is situated the positive anomaly zone, too (proved by magnetic investigations).

The regional magnetic measurements revealed a NE/SW striking anomaly, i.e. a maximum with submaxima of different strike (fig. 2), the cause of which are diabase intrusions. The submaxima represent diabase bodies or diabase conglomerates. The surrounding phyllites are expressed by a uniform magnetic field level. Small anomalies in the eastern part of the investigated area are due to magnetic quartzites. According to susceptibility measurements on rock samples the magnetic properties of the rocks in southwestern Vogtland are the following:

- diabase and partly spilite - high magnetization
- spilitic tuff and sediments - low magnetization.

Magnetic anomalies in the western Vogtland are caused by spilites, diabases and magnetite quartzites. The separation of spilitic tuff and weakly magnetized wall rocks is not possible.

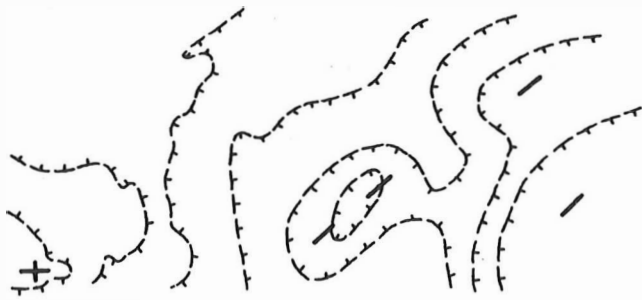


fig. 1
Gradients of BOUGER-gravity anomaly

0 2 4 6 km

- minimum
- + maximum
- ⊥ gradient



fig. 2
Magnetic ΔZ -isolines

- positive ΔZ -anomalies
- ΔZ -isolines



fig. 3
Magnetic ΔT -isolines

0 20 40 60 80 m

- ++ positive } magnetic crest line
- negative } magnetic crest line
- ΔT -isolines
- zone of high magnetisation

The example shown in fig. 3 exhibits a maximum in the central part which can be explained by an extensive differentiated coarse-grained diabase extending to the NE-part of the area. Narrow elongated minimum and maximum zones may be caused by tectonic faults. One can observe a dominance of the NW/SE direction. Relatively short cross faults are expressed by stretched and displaced anomalies.

The minimum areas are interpreted as tuffs or Devonian sediments. The diabase stocks are not tectonically affected, thus the faults only occur along the margins of maxima.

With regard to ore prospecting the magnetic surveys in the Vogtland are of importance, because the ore veins are controlled by longitudinal extension of stock-shaped diabase intrusions.

2. On the geochemical characterization of basaltic rocks

Basaltic rocks - especially diabases (including differentiated diabase/picrite bodies) and basaltic (and andesitic) spilites and tuffs make up the main part of Upper Devonian magmatites.

In the correlation diagrams $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ and $\text{FeO}:\text{MgO}/\text{SiO}_2$ (fig. 4) the variability range of the chemism of this rock series can be illustrated. The uninterrupted transitions between basaltic and andesitic constituents characterize them as cogenetic formations. In fig. 4, the material variance - conditioned by differentiation on the one hand and by various alteration processes on the other - is illustrated, too. Concerning taking and selection of samples resp., questions of alteration have particularly been taken into consideration.

Correlation investigations, Cluster-R analysis and component analysis confirm the hitherto existing ideas about strong differentiation of mafic rocks by crystal fractionation (cf. KRAMER & RÜSLER, 1981):

- MgO and Ni, Zr and Y are each together positively correlated very well, but among the elements of both pairs there is a negative correlation (fig. 5a and b).
- This assertion is underlined by factor charges of the features in component 1 of component analysis (fig. 5c).

Furthermore, the striking regional significance of Ti and P_2O_5 is emphasized (sialic influence resp. result of a Ti-P specialized uppermost mantle):

- These two chemical components are correlated with Zr and Y only very weakly, consequently not enriched in the result of fractional crystallization.
- This is also confirmed by isolated occurrence of Ti-P with relatively high factor charge in a special component of component analysis.

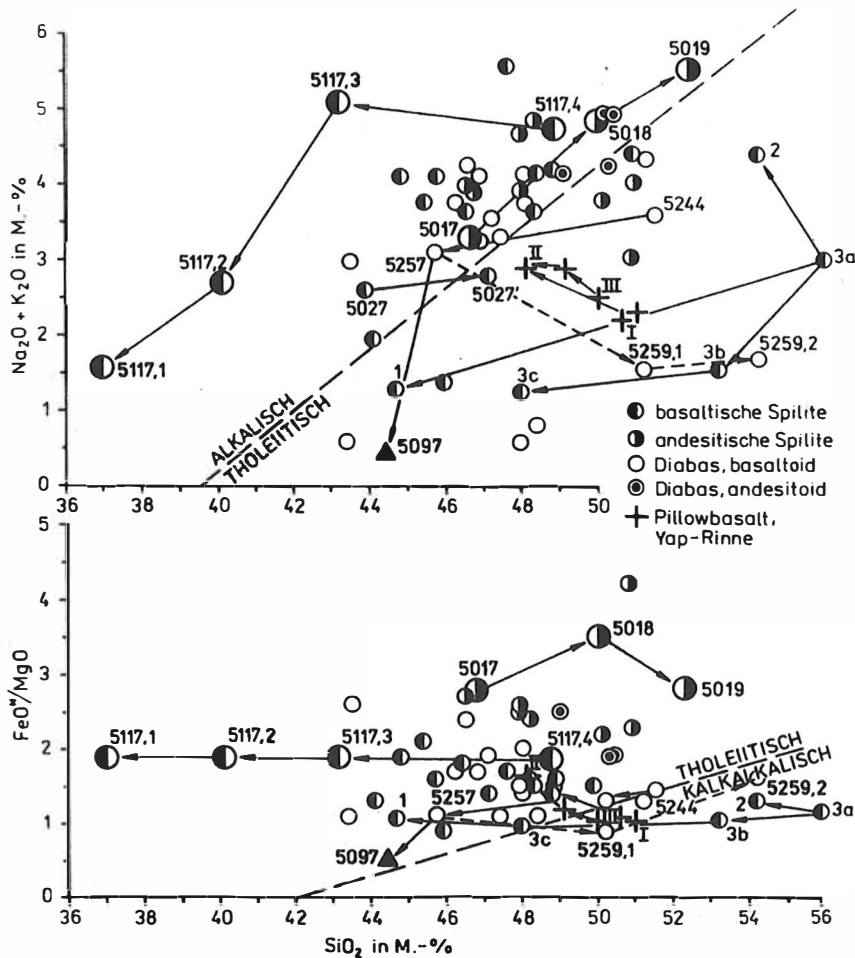


fig. 4 Spilites and diabases of Vogtlandian synclinorium in the $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ diagram for pillow lavas after VALLANCE (1974) and in the $\text{FeO}^+/\text{MgO}/\text{SiO}_2$ diagram for discrimination of tholeiitic and calc-alkali andesites after MIYASHIRO (1974).

FeO^+ - total iron as FeO. All data bear upon H_2O^+ - and CO_2 - free substance. Conversion, differentiation and contamination trends are marked by arrows. In detail, the following processes are indicated.

5117.4 - 5117.1: Variations by epimetamorphosis of an undifferentiated pillow from the core to the chlorite (glass) rim.

1 - 3c (after RÖSLER & WERNER 1979): pillow-internal differentiation. Samples 3a - 3c reflect the trend of a crystallization differentiation. Sample 2 originates from an enrichment zone for easily volatilized components in the upper part of the pillow. Sample 1 represents the chilling zone which is stressed epimetamorphically in the sense of samples 5117.1 and 5117.2.

Pillow basalt of the Yap trench, being altered by ocean water reaction, serves for comparison. Samples I and III represent fresh glass and the scarcely altered pillow core, sample II, however, the stronger altered variolite zone.

5097 - 5257 belong to the differentiated picrite-d diabase body of Neuensalz

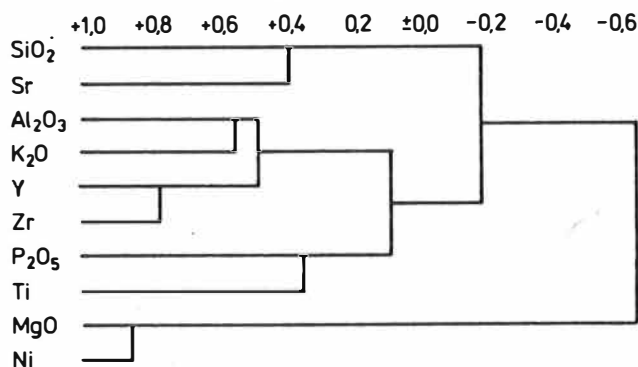
5017 - 5019: Contamination of an approx. 4 m thick andesitic sill by uptake of argillo-calcareous to arenaceous sediments. Sample 5017 has been taken approx. from the centre and sample 5019 from the subjacent endocontact.

Weathering of diabase in the soil C-horizon (quarry Neuensalz) the loss of alkalies (5259.1) and calc-alkalies (increase of FeO/MgO ratio, sample 5259.2) is connected with increasing contents of montmorillonite.

a) Correlation matrix

	MgO	P ₂ O ₅	Ti	Ni	Y	Zr
MgO	1,000					
P ₂ O ₅	-0,212	1,000				
Ti	-0,140	0,368	1,000			
Ni	0,884	-0,274	-0,350	1,000		
Y	-0,249	0,194	-0,020	-0,159	1,000	
Zr	-0,367	0,318	0,042	-0,337	0,807	1,000

b) Cluster-R - analysis



c) Component - analysis by R-method

MATRIX OF CHARGES:					
+ 1		- 2		+ 3 -	
	Al ₂ O ₃ 0,846				
Ni 0,823	Zr 0,706	P ₂ O ₅ 0,651	Sr 0,840	Y 0,622	Ti 0,655
MgO 0,822	K ₂ O 0,695	Ti 0,493	SiO ₂ 0,590		
	Y 0,639				

fig. 5 Numeric representation of relations of chemical properties of Vogtlandian basaltic magmatites

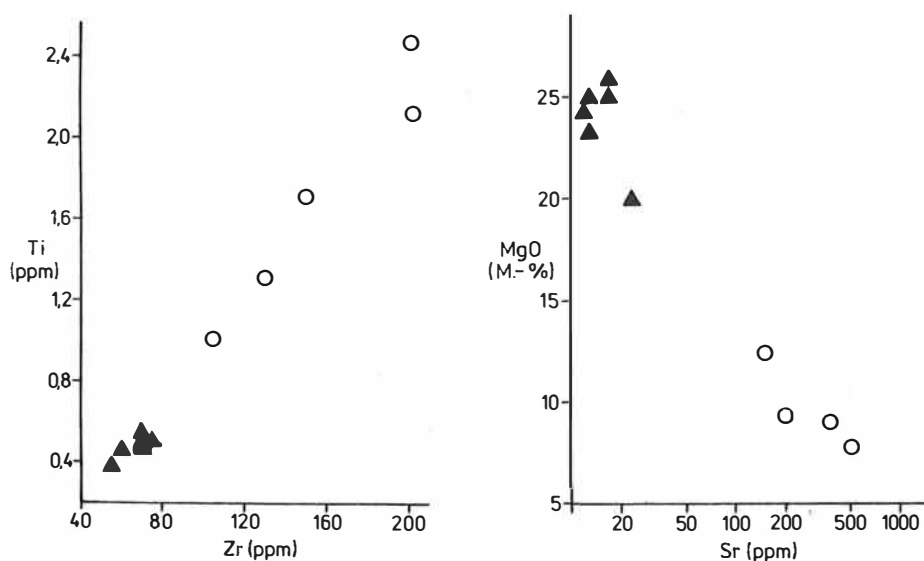


fig. 6 Differentiation trends of the diabase/picrite body of Neuensalz in the Ti/Zr and MgO/Sr correlation diagram

3. The diabase/picrite body of Neuensalz as an example of a differentiated sill

Especially the variations of contents of olivine, plagioclase, MgO, TiO₂, Ni and Sr (table 1, average analyses in table 2) indicate a high degree of differentiation of the diabase/picrite body, covering an area of more than 1 km². However, the sill is very imbricated so that transition links of the differentiation series are missing what is tectonically induced. This is made plain by greater blanks in the correlation diagrams (fig. 6).

In the case of the differentiated sill titanium goes parallel - corresponding to the well-known trend of agpaitic differentiation - with the plagioclase and is relatively impoverished in the picrite. Nevertheless, the special role of titanium, stressed in the preceding part, is expressed by very high absolute values of TiO₂ for picrite.

Chart (Tafel) 4 illustrates structure and mineral contents of picrite. Of special importance are the cumulative plagioclase formations, being recognizable only as relict fabric after the thorough chloritization and amphibolitization of the whole ultrabasic body. The olivine has been converted completely into a Fe-chlorite, the pyroxene shows a beginning amphibolitization.

On one hand, the diabase connected with the picrite has a chemism which deviates from the diabase average (low values for Al₂O₃, K₂O, U, Zr and relatively high values for Cr and Cu, cf. tab. 2); on the other hand, the picrite of the sill differs very distinctly from lherzolite-xenolithes from Tertiary basalts of the neighbouring Erzgebirge anticlinal zone. The peridotite-xenolithes for their part have close chemism relations to serpentinites of the Erzgebirge.

Sample	Depth in m	MgO	Na ₂ O	TiO ₂	Ni	Sr	Primary composition		
							Olivine	Pyroxene	Plagioclase
44 + 46	5	8,4	2,7	2,50	200	440	6	33	26
42	10	11,3	2,0	1,65	340	150	10	25	25
51	15	20,0	0,24	0,62	400	23	27	36	
52 - 56	30	24,5	~0,1	0,49	1090	15	47	27	1 - 5

Table 1 Variation of chemism and mineral contents in the diabase/picrite body of Neuensalz. The modal contents was determined by combination of microscopic integration and x-ray phase analysis

	D i a b a s e		Picrite	Peridotite / Serpentinite			
	1	2		3	4	5	6
n	16	3	6	3	4	12	11
SiO ₂	45,8	47,8	41,0	43,6	45,7	38,9	37,6
TiO ₂	3,7	2,7	1,7	0,063	0,020	0,085	0,032
Al ₂ O ₃	13,2	8,1	5,3	1,4	1,0	2,85	0,45
Fe ₂ O ₃	2,6	13,2 ⁺	3,0	8,3 ⁺	7,7 ⁺	5,0	5,25
FeO	10,9		9,7			2,9	2,75
MnO	0,21	0,19	0,16	0,11	0,12	0,11	0,11
MgO	8,2	9,1	22,4	37,8	39,9	36,6	38,2
CaO	6,4	10,3	7,6	2,2	2,0	1,85	0,35
Na ₂ O	2,7	2,3	0,25	-	-	0,15	0,023
K ₂ O	0,64	0,26	0,1	-	-	0,04	0,014
P ₂ O ₅	0,37		0,19	0,027	0,013	0,08	0,028
H ₂ O ⁺	4,0		7,2	-	-	10,8	13,9
CO ₂	0,6		0,2	-	-		-
Sr	230	345	22	25	-	-	-
Ba	210	270	9	6	≤3	20	32
Ni	250	245	1050	2200	2500	2100	2200
Cr	230	865	1050	2600	3700	2100	2270
V	250	160	95	35	30	33	30
Co	52	36	65	72	76	90	120
Cu	54	210	95	27	14	24	25
Zr	230	130	73	19	16	~15	(30)
Y	23	26	19	-	-	-	-
Ga	22	18	8	4	5	-	-
Sn	19	15	14	-	-	-	-
Li		34	44	-	-	-	-

⁺ Σ Fe as FeO

Table 2 Chemism of Vogtlandian diabases and picrite of Neuensalz for comparison with peridotites of Saxothuringian

1 - average for Vogtlandian diabases; 2 - diabase of the picrite/diabase body of Neuensalz; 3 - picrite, Neuensalz; 4 - peridotite-xenolithes, Erzgebirge mountains; 5 - peridotite-xenolithes, Lusatia; 6 - garnet-lherzolite, serpentized, Erzgebirge (WERNER, 1981)

4. On petrological significance of lherzolite-xenolithes and crustal development

Geothermometric and geobarometric investigations (SEIFERT et al., in preparation) of peridotite-xenolithes on the base of solubility of CaSiO₃ in enstatite (LINDSLEY & DIXON, 1976), and of the peridotite-chemism (O'HARA, M.J. et al., 1971) yielded for the present T = 1050-1300 °C and P ≈ 20 kbar for spinel-peridotites from alkali basalts of the Erzgebirge and Lusatian anticlinal zone.

According to this the olivine parageneses and garnetiferous pyroxenites of the granulite and Erzgebirge mountains (cf. WERNER 1981 and DOBRETISOV 1982) originated under conditions of an oceanic geotherme in the upper mantle. But such conditions prevailed earliest in deep Lower Paleozoic or Precambrian. These results confirm our searching for ophiolites as witnesses of former oceanic crustal segments in Central Europe during predevonian stages of development.

A comparison of peridotite-xenolithes of the Erzgebirge mountains with those of Lusatia (tab. 2) is interesting. The xenolithes of the Erzgebirge mountains distinguish themselves by distinctly higher contents of Ti and P. There are relations to the Ti-, P-specialized Devonian initialites of Central Saxonian zone at the northern edge of the Erzgebirge anticlinal zone to which belong also the Vogtlandian volcanites (cf. diabases in tab. 2 and chapter 3). As ultramafic original materials for these basaltic magmas Ti-/P-rich mantle peridotites are to be discussed.

Nevertheless we will underline the narrow chemical relation between peridotite-xenolithes and serpentinites (tab. 2). So we can regard these peridotite of mantle xenolithes as the primary material of serpentinites (garnet-lherzolites).

5. Conclusions

Particularly magnetic measurements confirm the bond of the magmatic main hoisting zone of Vogtlandian synclinorium to NE-SW striking tectonic elements and the longitudinal stretching of a number of mafic bodies in this direction and across to it, i.e. there are existing clear relations to fault structures. Thus an essential evidence for the autochthonous position of initial magmatites.

The diabase/picrite body of Neuensalz is a typical example of Devonian, differentiated sills in the region of the Vogtlandian synclinorium and on principle of the whole western part of Central Saxonian zone. The occurrence of cumulative plagioclase formations, the high degree of differentiation and chemism differences to typical mantle ultrabasites confirm our opinion that the ultramafic constituents of "initialites" are not mantle derivatives in a narrower sense but a differentiation product of basaltic mantle magmas. With regard to increased contents of phosphor and titanium in the xenolithes of Tertiary basalts of the Erzgebirge mountains and the Devonian basites in the northerly adjacent zone, however, there are geochemical and possibly petrogenetic relations.

By estimation of formation parameters of the peridotite-xenolithes it is possible to draw the conclusion that their metamorphous mineral paragenesis was coined under the conditions of an oceanic geotherme. Thus in the Saxothuringian oceanic crustal segments cannot be excluded from this point of view, too, during Precambrian.

References

- BRAUSE, H.: Mobilistische Aspekte zur Zonengliederung des mitteleuropäischen variszischen Tektogens.
Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 9, S. 1113-1127
- DOBRETSOV, N.L.: Die Entstehungsbedingungen der Pyroperidotite und Eklogite im kristallinen Fundament des Böhmisches Massivs und nördlich angrenzender kristalliner Einheiten. (russ.) In: Ophiolite und Initialite 1981.
Veröffentlichungen des Zentralinstituts Physik der Erde, Potsdam 1982
- KRAMER, W.; RÖSLER, H.J.: Variscan initialites of the Saxon-Thuringian zone in Eastern Thuringia and Vogtland. In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Guide Book of Exkursions. Vol. I.
Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam. Freiberg (1981) S. 17-68

- LINDSLEY, D.H.; DIXON, S.A.: Diopside - enstatite equilibria at 850 °C to 1400 °C, 5 to 35 kb.
Amer. J. Sci. 276 (1976) S. 1285-1301
- MIYASHIRO, A.: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.
Amer. J. Sci. 274 (1974) S. 321-355
- O'HARA, M.J.; RICHARDSON, S.W.; WILSON, G.: Garnet peridotite stability and occurrence in crust and mantle.
Contrib. Mineral. Petrol., Berlin 32 (1971) S. 48-68
- RÖSLER, H.J.; WERNER, C.D.: Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas I.
Freib. Forschungsh., Leipzig C 344 (1979)
- SEIFERT, W.; KRAMER, E.; KRAMER, W.: Geochemisch-petrologische Untersuchungen an Peridotit-Xenolithen aus tertiären Basalten im Südteil der DDR. In Vorbereitung.
- VALLANCE, T.G.: Spilitic degradation of a tholeiitic basalt.
J. Petrol., Oxford 15 (1974), S. 79-96
- WERNER, C.-D.: Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R. In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Guide Book of Exkursions. Vol. I.
Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam. Freiberg (1981), S. 17-68

Final remarks on field work and sessions of the Problem Commission IX, Subcommission 2, in 1981 under the theme

OPHIOLITES AND INITIALITES OF NORTHERN BORDER OF THE BOHEMIAN MASSIF

Collective of authors

After field work predominantly in type areas of the ophiolite association subcommission 2 was engaged in regions of Central Europe because in the Variscan folded zones several basite-ultrabasite occurrences with features of the ophiolite association are known.

Corresponding to the themes of subcommission 2 in 1981 investigations were carried out on the territories of GDR and People's Republic of Poland, representing a direct continuation of works done in ČSSR (Bohemian Massif) in 1980.

1. Initialites and sedimentites in the Middle and Lower Hartz (Reno-Hercynian zone)

The Reno-Hercynian zone differs clearly from the Saxo-Thuringian one with respect to structural style, lithology, and initial magmatism. The main features of the geology of the Hartz Mountains are

- 1 - the position within a geosynclinal zone between the Central German crystalline ridge and the shelf zone of the Old Red continent with a central ridge and some smaller swells,
- 2 - the different development of the initial magmatism at the flanks of the central ridge (Elbingerode complex), and the northwestern flank of the Central German crystalline zone (Wippra unit and Stiege nappes volcanism),
- 3 - the sedimentation regime with a general tendency of the displacement of the sediment troughs in northwestern direction with contemporaneous rejuvenation of the lithologic comparable sediments and the succession olistostromes → flysch → slide nappes.

The initial magmatites reach up to more than 1000 meters thickness within the Elbingerode complex. Here, they start with tholeiites (Eifelian), then it follows a complete alkaline rock suite (preponderant effusive) with basic, intermediate and acid rocks (diabase-spilite-keratophyre association, showing strongly marked features of an intracontinental rift magmatism with a predominance of high-K types; Givetian-Frasnian). Finally, the tholeiitic "Deckdiabase" took place during Dinantian time. The initialites of the Wippra unit and at the base of the Südhartz and Selke slide nappes are petrochemical and mineralogical equal and of Givetian-Frasnian age. The Lower Carboniferous "Deckdiabase" have mainly a calc-alkaline trend. Besides it, there are initialite olistoliths of both the Devonian magmatic groups in the Lower Hartz olistostromes.

According to tectonics, lithology, and initial magmatism the Rheno-Hercynian zone is interpreted as an intra-continental taphro-geosyncline with a possible subfluence in the range of the Central German crystalline zone. All the hitherto existing models for a plate tectonical interpretation by some authors are not in agreement with the actual geologic situation.

2. Upper Devonian initial magmatic series of the Eastern Thuringian-Vogtlandian synclinorium (Saxo-Thuringian zone)

East Thuringian and Vogtlandian subsynclinoria are typical areas for the tectono-magmatic development in Upper Devonian. Basaltoides and andesitoid spilites and their tuffs, diabases and - in the Vogtland - keratophyres are the most important magmatic products. The chemism of the basaltoides of both synclines is in good correspondence and characterizes the magmatites as transitional types resp. continental tholeiites.

Remarkable are especially the differentiated sills with cumulative ultrabasites (picrites), the pillow-internal differentiated pillow lavas of Vogtland and the East Thuringian Fe-ores of Lahn-Dill type.

By connection to the NW-SE striking Central Saxonian zone and parallel and across to it running fault structure elements which is confirmed by geophysical investigations, the magmatism proved to be checked with respect to fracture tectonics. The magmatic activities are parallel to uplifts (formation of swells) in the Upper Devonian shallow sea and a limestone sedimentation (nodular limestone) in the non-volcanic northwestern marginal regions of East Thuringia.

The East Thuringia-Vogtland syncline has developed itself on a sialic basement what is indicated by granitoid pebbles at the base of the Upper Devonian volcanic rock series and by the sialic origin of the keratophyres. This situation and the geochemical character of mafic rocks indicate the Upper Devonian initial magmatism as tectonomagmatic activity in zones of weakness with relatively small crustal thickness among already formerly consolidated continental blocks.

3. Saxonian Granulite Massif and intermediate massifs

In the Saxonian Granulite Massif the main subject was to demonstrate the differences of the structural style, the metamorphic grade and the age between the intra-granulitic basic-ultrabasic rock association and the ophiolite suite above the granulite complex. Within the granulite body three superimposed sequences can be held out. Each one starts with garnet-ultramafics, over them follow basic to intermediate volcanics in granulite facies, and then rhyodacitic-rhyolitic leuco-granulites, partly interbedded with paragne granulites. Similarities to the upper parts of the greenstone belts of the old shields are not to overlook, but for some workers an interpretation of the garnet-ultramafics as tectonically transported mantle fragments is favoured. For the whole rock association including the ultramafics a joint granulite facies metamorphism is accepted, repeatedly overprinted by retrogressive events, however. From the age posi-

tion of the paleo-weathering zone and their independent metamorphism it can be inferred to a deep Proterozoic to late Archean age of the initial material.

In the roof of the granulite complex an obducted complete ophiolite association (dunites, harzburgites, gabbros, basalts) of probably Upper Riphean age occur. Within the Frankenberg and Wildenfels intermediate massifs there are maintained larger parts of the layers 1 and 2 of the former oceanic crust, which can be parallelized lithostratigraphically with the Upper Riphean of the Erzgebirge mountains. The probably Cambrian prasinite series of the Frankenberg median mass correspond petrochemically to a complete island-arc volcanics association (tholeiitic-calcalkaline-shoshonitic). Therefore, an Upper Riphean oceanic development is postulated. Their witnesses are traceable between the Münchberg mass and the Elbe zone, as - in eastern prolongation - in the edge of the Góry Sowie and probably in the Letovice complex, too. The continuation in southwestern direction is covered by thick Mesozoic sediments beyond the Franconian line.

4. Circum-Karkonosze initial volcanic rock series (spilite-keratophyre suites)

Middle- to Upper-Cambrian spilite-keratophyre series of the Góry Kaczawskie Mts. consists of greenschists, spilites, pillow lavas, basaltic tuffs and breccias, as well as subordinate acid pyroclasts and lavas. Recent detailed studies indicate that this volcanic series does not overlay the Lower to Middle Cambrian Wojcieszów limestones since the latter sediments are generally developed as isolated, usually lenticular bodies within metavolcanics, being the product of deposition at elevated zones of sea floor. This conclusion is consistent with geochemical character of metabasic rocks of the series, corresponding to intraplate oceanic-island basalts. Following plate-tectonic model of ZWART & DORNSIEPEN, this intraplate volcanic initial activity could be connected with Early Paleozoic mantle plums and small-scale rifting within very mobile Variscan belt. Keratophyres of the series in question are, at least partly (e.g. pyroclasts), coeval with basic members. Contrary to spilites they are predominantly potassic, except of pillowed and some tuffaceous varieties.

The tectonic of the complex in question is very complicated. Several well documented overthrusts, nappes and olisthostromes indicate allochthonous position of the volcanic suite. Besides, the whole G. Kaczawskie unit is separated from adjacent ones usually by faults.

Some allochtonism is also observed in probably Silurian spilite-keratophyre suite of the Rudawy Janowickie-Lasocki Grzebiet range, occurring within the S-SE metamorphic cover of the Karkonosze granite massif. This association consists of metadiabases, spilites, albite and zoisite amphibolites, greenschists, keratophyres and hypabyssal anatexitic acid rocks called Paczyn gneisses. Both extrusive and intrusive acid rocks in question are predominantly sodic in composition. It is very important that metabasic rocks of this suite correspond geochemically to island-arc tholeiites. Moreover, the presence of traces of stilpnomelane and glaucophane schists is typical for a subduction zone. Consequently, the spilite-keratophyre series in question can mark an ancient microplate boundary.

5. Ultrabasite-basite bodies surrounding the Góry Sowie Mts. block

The basite and ultrabasite around the Góry Sowie block were the centre of interest of field work in the Sudetes. The Szklary serpentinite massif with deposits of secondary nickel minerals, the Braszowice-Grochowa ultrabasite-gabbro complex and the Nowa Ruda gabbro cumulates and diabases belong to it. Recently found pillow lavas of this complex are overturned.

Metabasic rocks of the Kłodzko metamorphic unit, neighbouring directly with the Nowa Ruda complex, resemble geochemically recent ocean-floor basalts. Consequently, they are differing in paleotectonic setting from probably coeval metabasites of the Rudawy Janowickie-Lasocki Grzebiet range.

Very interesting are some rather small but important chaotic complexes of the adjacent Góry Bardzkie Mts. unit, containing fragments of ultrabasic and basic rocks.

Some Polish geologists still consider the discussed basite-ultrabasite bodies as tectonic diapiric protrusions, emplaced along deep fractures developed at the margins of rigid G. Sowie Mts. block. However, these bodies show distinct features of their allochthonous position. They are supposed to represent fragments of considerably older (Precambrian) oceanic crust subjected not only to vertical but also to distinct horizontal transport. Consequently, some of them can be tentatively interpreted as ophiolite series.

The most complete association of this type is that of the Ślęża Mts. group (or Sobótka massif), recently examined in detail by MAJEROWICZ. No relics of continental crust are observed in this suite.

From the underlying bed to the hanging it is composed as follows:

1. Metamorphic ultrabasites (among others dunites, wehrlites, harzburgites, pyroxenites) with chromite mineralization and indicators of a calcium metasomatism (rodingite), predominating over the mafic rocks considerably
2. Gabbro complex (cumulative and taxitic gabbros, frequently altered into flaser gabbro)
3. "Sheeted-dike"-complex - amphibolites (showing some geochemical features of ocean-floor basalts)
4. Radiolarite and siliceous slates.

Greenschists occurring in the adjacent region (Imbramowice) may represent the lacking or completely denudated here uppermost volcanic member of the suite.

Most of Central European co-workers of subcommission 2 consider the Variscan orogenic areas of Central Europe fold complexes, modified by old (Precambrian to Lower Palaeozoic consolidated) partial blocks between the Bohemian massif and the Eastern European platform, which are characterized by initial and subsequent magmatic activation. In this connection the terms "initialites" and "spilite-diabase-keratophyre

formation" should stand (quite apart from the actual petrographic discrimination and classification of volcanic rocks) for the geotectonic state. Up to now results of the international discussion on spilites do not allow to attribute to the term "spilite" an unambiguously petrogenetic contents.

6. Conclusions of the protokol

During field work and sessions the following basic problems were discussed:

- A. Origin and situation of highly metamorphic ultrabasites in granulite complexes.
- B. Origin of rocks of the ophiolite association in the surroundings of granulite-gneiss massifs.
- C. Origin and structural-formational correspondence of rocks of the spilite-keratophyre suites.
- D. Problems of primordial paleogeography and regional synthesis.

A.

The participants of field work were shown highly metamorphic ultrabasic rocks (pyrope peridotites and garnet pyroxenites) intercalated to acid granulites and gneisses in the granulite mountains, Saxothuringian and Góry Sowie. These ultrabasites are generated under extremely high temperatures and pressures, corresponding to conditions of the upper mantle ($T > 1000^{\circ}\text{C}$, $p \sim 20$ kbar); and several occurrences with reaction products resulting from interaction between ultrabasites and surrounding rocks are a specific feature of these ultrabasites, too. Concerning the origin of the rocks there was no general agreement. One part of the participants in field work considers the ultrabasic formations deeper parts of the profile of a differentiated rock series which are considerable with the profiles of greenstone belts and occur in granulite facies. By some other geologists' opinions the highly metamorphic ultrabasites were tectonically transported from the upper mantle to deep pathes of motion what is finally concealed by several deformation and metamorphism stages.

B.

In the framework of the granulite-gneiss massifs of the granulite mountains and Góry Sowie typical rocks of the ophiolite association were shown.

According to German geologists these rocks form nappes which are overridden on the crystalline core of the granulite mountains. Concerning Góry Sowie a common opinion could not be reached, although here, too, the view on allochthonous position had been taken. There are some reasons for the assumption that at least in the north the gneiss complex of Góry Sowie partially underlies the ophiolites so that these can be allochthonous. In the granulite mountains the tectonic ophiolite nappes are

lapped by Lower Cambrian (conditionally Wendian) beds, in the southern framework of Góry Sowie by rocks of Upper Devonian overlapping for their part possibly Upper Silurian rocks which are associated with ophiolites. The participants of field work could not determine whether in these regions ophiolite groups of different age are occurring or whether they are exclusively old ophiolites.

C.

In the geologic objects presented a host of volcanic series of great thickness or single volcanic intercalations or bodies occurs in sediments. At least one part of these rocks was formed on continental crust. These formations are not connected with the ophiolites and arised in the major period of folding in connection with which they are characterized already for a long time under the name "initialites". They all are attributed to the spilite and spilite-keratophyre series. According to many participants under this name different - in composition and origin - volcanics series are combined (tholeiitic, alkali basaltic, and the differentiation series basalt-andesite-dacite). They all have general characteristics like "greenstone alteration" ("Vergrünung") and redistribution of Na, K and Ca under common enrichment of Na. In the course of discussions the view was taken that this approach to attribution of volcanic series complicates their comparison with their Meso- to Caenozoic analogues and consequently the precise classification of paleogeographic source aspects, too.

D.

In the areas visited during field work the "classical" Variscides were characterized by many generations of geologists and many ideas on the geosynclinal theory were born. The existence of numerous massifs, formed by high-metamorphic sialic rocks and divided by fold zones, naturally led to the conception on the intracontinental character of the geosyncline with individual geologic history.

Caused by several facts, however, another interpretation of geologic structures and of evolutionary history of the region is suggested.

Among these facts the occurrence of rocks of the ophiolite complex which can - in analogy with other regions - be attributed to relics of the oceanic lithosphere is of great importance. Allochthonous position of these rocks and also the already available data on great horizontal shifts in this area (olistostromes of Rheno-Hercynian zone, ? Allochthonal occurrence of gneisses of Góry Sowie and other regions) justify the assertion that the paleogeographic reconstruction of European Variscides requires a new analysis and synthesis on an actualized basis.

Erläuterung der Tafeln

Tafel I

- fig. 5 (left above) Euhedral zonal clinopyroxene. Points on figure correspond with analyses in Table 2.
Enlargement - 95 x, crossed polaroids
- fig. 6 (right above) Hour-glass zoning in euhedral clinopyroxene. Points on figure correspond with analyses in Table 2.
Enlargement - 95 x, crossed polaroids
- fig. 7 (left below) Part of clinopyroxene phenocryst overgrowth by monoclinic amphiboles (dark). Points on figure correspond with analyses in Table 2.
Enlargement - 175 x, crossed polaroids
- fig. 8 (right below) Fine-grained alkali basalt matrix (left part); recrystallized xenolith (right part).
Enlargement - 30 x, crossed polaroids

Photo: L. Osvald

Tafel II

- рис. 3 Подводные фотографии дна осевой зоны Красноморского рифта (размер поля зрения 3-5 м).
- а) (наверху, левая сторона) вулканическое жерло размером около 3 м. Окружено пустотелыми подушками. На переднем плане - полая подушка в форме кувшина.
 - б) (наверху, правая сторона) пустотелые лавовые трубы и нагромождение обрушившихся стекловатых корок вблизи вулканического жерла. Заметьте в полой трубе дополнительные уровни стояния лав в виде горизонтальных перегородок.
 - в) (середина, левая сторона) амебообразные формы лавовых подушек на пологом склоне. В левом углу - луковичеобразная подушка.
 - г) (середина, правая сторона) уплощенные лавовые подушки. Хорошо видна продольная и поперечная трещиноватость, возникшая в результате деформации стекловатой оболочки лавовой трубы за счет движущейся внутри нее лавы.
 - д) (внизу, левая сторона) лавовые трубы типа слоновьих хоботов.
 - е) (внизу, правая сторона) лавовые формы типа органических труб на крутом склоне вулканической постройки.

Tafel III

- рис. 3 ж) (наверху) зияющая трещина - гьяр.
- рис. 5 Фотографии лав на разрезе по реке Шулдак (фото Р.А. Сегедина)
- а) (середина) нагромождение лавовых труб, хорошо видна секториальная отдельность, направление течения лав было справа налево (с востока на запад)
 - б) (внизу) две уплощенные лавовые подушки, соединенные узкой шейкой, часть лавового потока, вытекавшего из лавового мини-озера, направление течения в сторону наблюдателя.

Tafel IV

- fig. 1 picrite of Neuensalz, chloritized olivine with mesh structure.
(left above) Scale 40 : 1, + nicols
- fig. 2 picrite of Neuensalz, above left pyroxene, above right olivine,
(left below) below ophitic plagioclase-relict structure.
Scale 75 : 1, + nicols
- fig. 3 amphibolite needles in pyroxene. Scanning electron micrograph,
(right above) scale 7500 : 1
- fig. 4 chloritized olivine. Scanning electron micrograph,
(right below) scale 3800 : 1

Scanning electron micrographs: SANDERS

