

Mineralia slov.
16 (1984), 1, 95—102

Минералого-петрологический очерк магматических пород окрестностей Сарвашкё (горы Бюкк, Северная Венгрия)

ЗОЛТАН БАЛЛА,* НИКОЛАЙ ЛЕОНТЬЕВИЧ ДОБРЕЦОВ**

* Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest, H-1440, P.O.B. 35.

** Геологический институт Бурятского филиала Сибирского отделения АН СССР, Улан-Удэ, 670015, Павлова 2.

(3 рис. в тексте)

Получено 12 октября, 1983 г.

Минералогическо-петрологическая характеристика магматических пород окрестностей Сарвашкё (горы Бюкк, Северная Венгрия)

Базальты окрестностей Сарвашкё очень похожи на базальты океанического дна, но встречаются в большой толще терригенных свит. Представляют верхнюю часть серии, которая с точки зрения петрологии является офиолитовой; с геологической точки зрения эти породы приурочиваем к осложненным осадочным породам. Первоначальная магма возникла с нормального или слабо разубоженной мантии; имела пикритическое сложение, причем подвергалась дифференциации в магматическом очаге за счёт возникновения базальтовых пород офиолитового характера. Базальтовые расплавы выливались очень медленно в результате существующего мощного осадочного комплекса; в следующем развитии базальтовые расплавы были опять последственно дифференцированные. С точки зрения расположения и геохимии габро и перидотиты являются эквивалентными комплексу параллельных даек, причем представляют силовые формы в осадочных породах в почве базальтового горизонта. Они возникли из базальтовых расплавов, которые подверглись следующей дифференциации после эффузии базальтов. Поэтому содержат повышенное количество железа и титана. В средней стадии кристаллизации эти расплавы подверглись оксидации а то в результате трансвалоризации ин ситу.

Mineralogic and petrogenetic outline of magmatic rocks from Szarvaskő (Bükk Mts., North Hungary)

Basalts from Szarvaskő are very similar to ocean floor ones but lie within a thick terrigenous sequence. They represent upper part of a series which is ophiolitic in petrological sense but is "diluted" by sediments in geological one. The primary magma originated from normal or slightly depleted mantle, was of picritic composition and suffered differentiation in a magma chamber of ophiolitic type generating basaltic melts. These melts ascended relatively slowly because of the existence of a sedimentary cover and were differentiated further.

Gabbro and peridotites are equivalents of sheeted dykes in view of their position and geochemistry but form sills within sediments beneath

the basalt horizon. They originated from the basaltic melts which suffered further differentiation after the basalt eruptions and or this reason were elevated in Fe and Ti. In middle stages of crystallization the melts became oxidized because of in situ transvaporization.

В юго-западной части гор Бюкк (рис. 1) находится одно из немногих полей развития основных и ультраосновных магматических пород Карпатского региона. В результате полевых геологических (Balla et al., 1980), затем лабораторных исследований (Balla et al., 1980), были выяснены основные черты стратиграфии, петрохимии и геохимии этих образований. Было установлено, что базиты представлены как в эффузивной, так и интрузивной фациях, залегая внутри терригенной толщи значительной мощности и слагая вместе с ней систему покровов; смятую в синформу сложного строения.

Эффузивный горизонт мощностью 300—500 м сложен подушечными лавами базальтового состава. Отсутствие концентрической зональности и пузырей или миндалинов в подушках, а также монотонный глинистый состав преобладающей части осадков при турбидитном происхождении песчано-алевритовых прослоев среди них можно считать признаками глубоководного происхождения разреза.

Все интрузивные тела представлены силлами, причем степень раскристаллизации и дифференцированности пород закономерно увеличивается при удалении от эффузивного горизонта вниз по разрезу (рис. 1). В то время как породы самых верхних силлов почти не отличаются от эффузивных базальтов в самых глубоких силлах наблюдаются средне- и крупнозернистые габброиды, местами расслоенные, с более основными дифференциатами

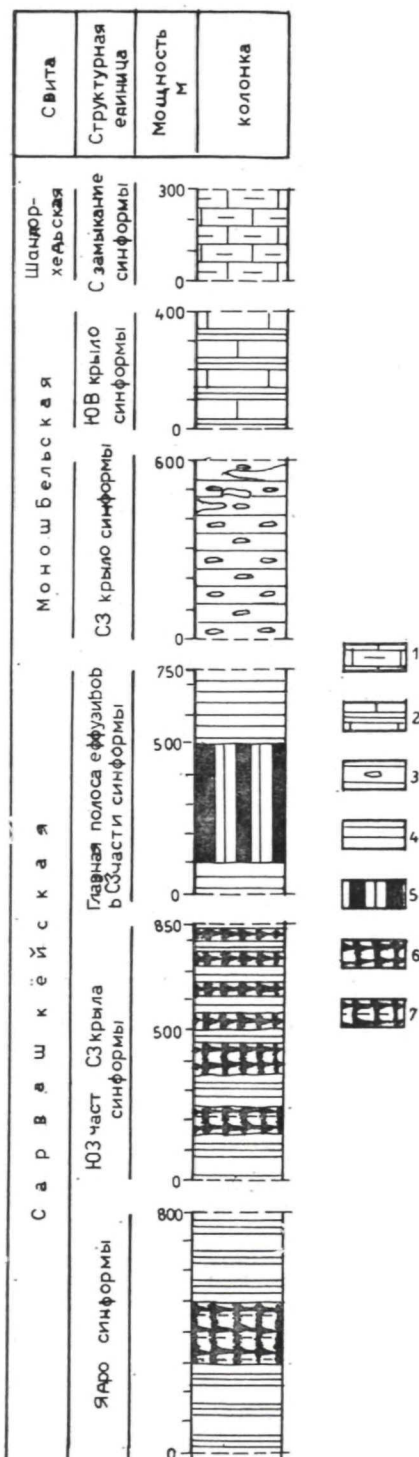
вплоть до перидотитов, местами со шлирами средних и с дайками кислых дериватов вплоть до плагиогранитов.

По составу базальты Сарвашкё близки к океаническим толеитам, но по сравнению с их средним типом в 1,5—2 раза обогащены элементами как с низкими (Na, K, Rb, Ba, Sr, Zr, Y, La, Ce), так и с высокими (Cr, Ni) коэффициентами распределения между Fe-Mg силикатами и расплавом. Выяснение причин этой двойственности равнозначно выяснению происхождения исходной магмы и хода ее дифференциации. Наиболее надежным методом в этом отношении является анализ состава минералов. Ввиду того, что подобные исследования проводились впервые, внимание было сконцентрировано на двух типах магматических пород района Сарвашкё: на базальтах их подушечных лав, являющихся самыми распространенными породами всей магматической серии и в то же время менее всего дифференцированными ее членами, и на габбро и перидотитах из расслоенных участков сильно дифференцированного силла, представляющих собой крайние продукты дифференциации, в которых ярче всего отражена главная особенность магматических пород всей серии — их обогащенность железом и титаном и обедненность магнием.

В клинопироксенах из базальтов на основании морфологических особенностей и состава были выделены: (1) протокристаллы размером до 5 мм, большей частью резорбированные, высоко- и низкохромистые, (2) каймы,

обрастающие протокристаллы, реликтовые и дорастающие, (3) микрофенокристаллы размером до 0,5 мм, идиоморфные, не сросшиеся с плагиоклазом, и (4) пироксены основной массы — отдельные микролиты или чаще — тонкие срастания с плагиоклазом игольчатого или радиально-лучистого облика, представляющие собой продукты одновременной и быстрой крис-

Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка Сарвашкёйской синформы (по Balla et al., 1983). Слева: положение Сарвашкёйской синформы в географической схеме Венгрии (вверху) и схема поперечного разреза синформы (внизу). Условные обозначения: 1 — известняки, сланцы кремнистые и глинистые в частом переслаивании или чередовании в виде пачек, в основном красные до розовых, 2 — известняки серые, часто с кремнями, обычно плитчатые, с прослоями светлых глинистых сланцев, 3 — глинистые сланцы, темносерые до светлосерых, местами с олистолитами известняков, в верхней части с линзами известняков с кремнями, местами с прослоями кремнистых или кремнисто-глинистых сланцев, 4 — глинистые сланцы, темносерые до светлосерых, 5 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, 6 — подушечные лавы базальтов, 7 — слабо дифференцированные силлы (базальты, мелкозернистые габбро), 8 — сильно дифференцированные силлы (габбро, гипербазиты, диориты и т. п.)



таллизации эвтектического типа.

По составам и трендам их изменения выделенные объекты могут быть объединены в три группы, каждая со своим трендом (рис. 2): (А) высокохромистые ядра протокристаллов и реликтовые каймы, (Б) низкохромистые ядра протокристаллов, дорастающие каймы и микрофенокристаллы, наконец, (В) пироксены основной массы. Эти три группы можно рассматривать в качестве продуктов трех этапов кристаллизации.

Первый этап, соответствующий группе А (протокристаллизация) характеризуется тем, что в процессе кристаллизации при практически постоянной железности клинопироксена резко уменьшаются Cr, Al, Ti и особенно Ca, и возрастает Si. Можно предположить, что этот этап протекал при высокой температуре в равновесии с оливином (псевдоморфозы: Balla et al., 1983), хромитом (высокое содержание Cr) и ортопироксеном (предельно низкая концентрация Ca), то есть кристаллизация происходила из пикритовой или близкой к ней магмы.

В ходе второго этапа, фиксируемого группой Б, железность пироксена возрастает от 15 до 30 % с одновременным возрастанием Al и Ti и уменьшением Si, Ca и Cr. Возрастание Cr и Mg в начале этапа по сравнению с заключительной стадией протокристаллизации можно объяснить тем, что в это время стали неустойчивыми хромит и оливин, которые как бы „растворились“ во вновь кристаллизующемся клинопироксене.

Во время третьего этапа (группа В) кристаллизовалась большая часть породы, в частности, не менее 80—90 % пироксенов. На этом этапе с возрастанием железности (f) от 25 до 45 % резко увеличивалось содержание Ca,

несколько снизилось содержание Al при почти постоянных Si, Ti и Cr.

Составы клинопироксенов выделенных трех этапов кристаллизации базальтов Сарвашкё имеют свои аналогии в других районах (рис. 3). Высокая степень их сходства с толеитами океанического дна наводит на мысль о возникновении этих пород тем же механизмом, что и офиолитовые серии. Сущность этого механизма заключается в наличии промежуточной магматической камеры, выравнивающей составы отделяющихся от нее базальтовых расплавов (Dobretsov and Kerpzhinskas, 1981). Протокристаллы можно рассматривать в качестве продуктов кристаллизации внутри этой камеры, а их сходство с клинопироксенами мантийных пород Лесото можно считать следствием конвергенции, обусловленной сходными в обоих случаях высокими температурами магмы, обычными в офиолитовых камерах (Бакуменко и др., 1976).

Сходство характера изменения составов клинопироксенов из базальтов Сарвашкё с таковыми в трапповых сериях, скорее всего, является следствием того, что по сравнению с обычными офиолитовыми сериями путь (и соответственно время) подъема магмы Сарвашкё был удлинён на мощность осадочной толщи, подстилающей эффузивный горизонт.

Состав магмы, исходной для базальтов Сарвашкё можно оценить на основании предположения, что базальтовый расплав сформировался из нее путем удаления протокристаллов оливина и клинопироксена. Расчеты велись для разных количеств и соотношений этих минералов с учетом всех петрогенных окислов и важнейших из микроэлементов. Результаты сравнивались с составами наиболее вероят-

ных аналогов исходной магмы офиолитовых серий — различных пикритов (Dobretsov and Kepezhinscas, 1981). Оказалось (Балла и Добрецов, 1984), что наилучшего соответствия пикриту можно добиться при осаждении примерно 20 % оливина и 10 % клинопироксена на глубине. Полученная таким путем исходная магма обладает повышенными содержаниями Ti, Zr, Sr, Rb и Na, что свидетельствует о повышенной щелочности и может быть объяснено малой степенью плавления нормальной или слабо истощенной мантии.

Таким образом, генезис базальтовой магмы Сарвашкё определяется тремя главными факторами: (1) офиолитовой природой базальтового расплава (его возникновением из пикритовой магмы в камере офиолитового типа), (2) существенно удлиненным путем его подъема к поверхности и (3) происхождением исходной магмы из нормальной или слабо истощенной мантии. В целом магматические породы района Сарвашкё представляют собой верхнюю часть такого разреза, который в петрологическом смысле является офиолитовым, но в геологическом отношении как бы „разбавлен“ осадками и оторван ими от более глубоких габбро-перидотитовых уровней офиолитовой серии — продуктов затвердевания собственно офиолитовой магматической камеры.

Габбро и перидотиты из силлов окрестностей Сарвашкё никак не могут отождествляться с обычными офиолитовыми габбро и перидотитами, поскольку по отношению к эффузивному горизонту они залегают на уровнях, соответствующих комплексу параллельных даек офиолитовых серий, обладая рядом геохимических черт

именно даек, а не более глубинных габбро (Balla et al., 1983).

В ультраосновных породах окрестностей Сарвашкё выделяются три генерации минералов: (1) кумулятивные оливин и ильменит, (2) посткумулятивный клинопироксен ($\pm$ ортопироксен, $\pm$ плагиоклаз) и (3) поздняя бурая роговая обманка ($\pm$ титаномagnetит, $\pm$ биотит). В начальные этапы кристаллизации (кумуляты железистого оливина и ильменита) расплав был восстановленным. Его железистость и титанистость, скорее всего, слабо менялись при кристаллизации. Появление вместо железистого оливина и ильменита значительно менее железистого и низкотитанистого клинопироксена, вероятнее всего, связано с окислением расплава и с появлением в нем трехвалентного железа.

В начальные стадии окисления трехвалентного железа было мало для образования самостоятельных твердых фаз, и оно оставалось в расплаве. Существенное замедление роста железистости клинопироксена (рис. 2) могло быть связано с появлением минералов, обогащенных трехвалентным железом: бурой роговой обманки и титаномagnetита. Кристаллизация на этой стадии значительных количеств водных минералов: амфибола и биотита — доказывает связь окисления с поступлением воды в расплав. Основная масса железа выделилась в виде magnetита не в начале окисления, фиксируемого резким падением железистости силикатной фазы (с 50 % в оливине до 25 % в раннем клинопироксене), а лишь тогда, когда окислительный потенциал достиг необходимого для этого уровня.

Этот момент наступил на довольно поздней стадии кристаллизации силикатов, после выделения основной мас-

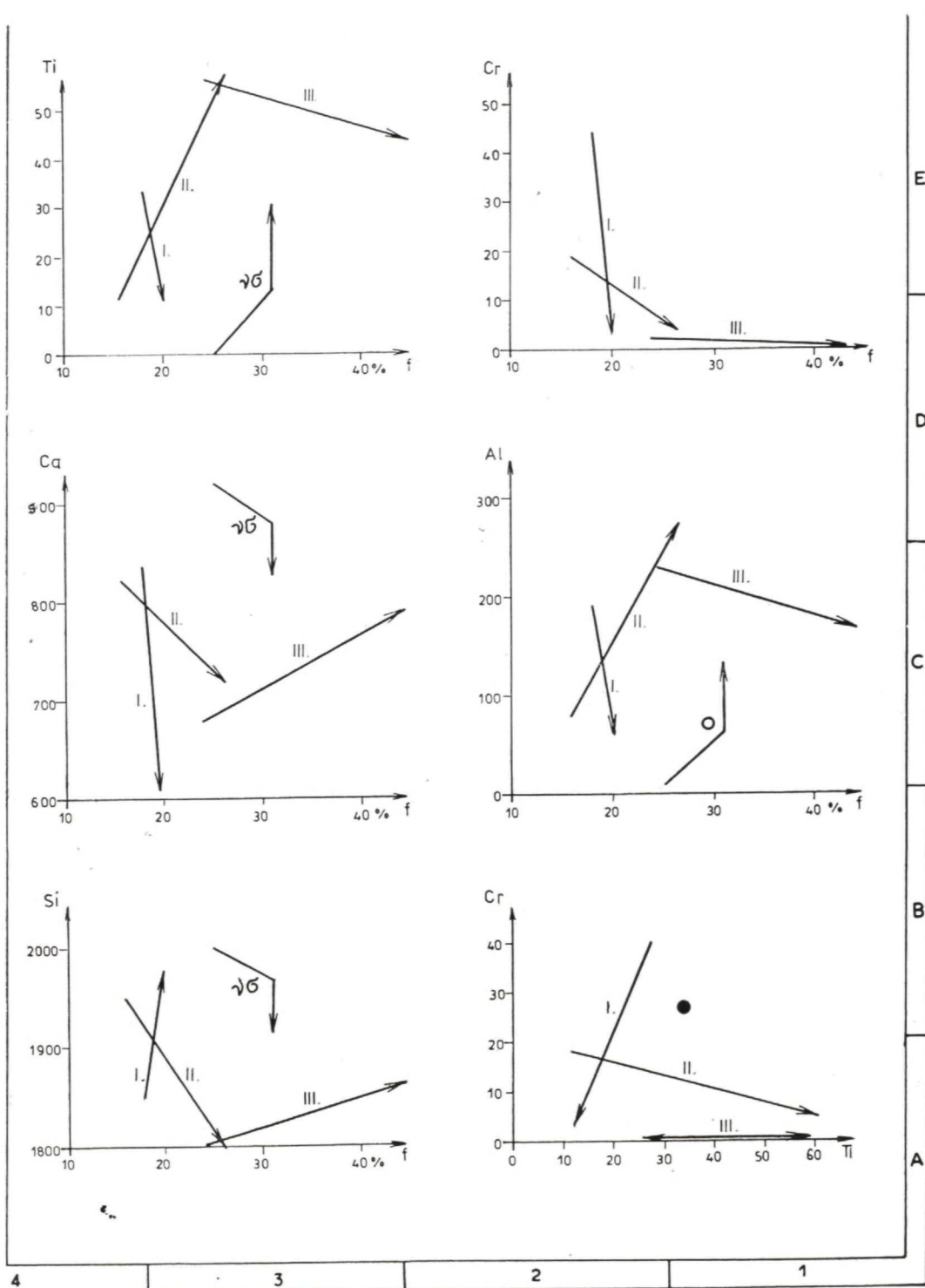


Рис. 2. Схема изменения составов клинопироксенов при кристаллизации, I, II, III — этапы кристаллизации в базальтах, гб — габбро и перидотиты, Ti, Cr, Ca, Al и Si — в формульных единицах, $f = \text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$; $\text{FeO}^t = \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Тренды проведены на основании 68 микрозондовых анализов, выполненных в Будапеште (Геохимический институт ВАН) и в Улан-Удэ (Геологический институт БФ СО АН СССР). Фактический материал см. в статье З. Балла и Н. Л. Добрецова (1984)

сы клинопироксена и примерно совместно с кристаллизацией роговой обманки. Повышенную титанистость амфибола и магнетита можно считать следствием накопления титана в расплаве при кристаллизации силикатов. Об этом накоплении свидетельствует характер изменения состава клинопироксена (рис. 2).

Таким образом, для понимания про-

цессов формирования расслоенных габбро и перидотитов окрестностей Сарвашкё ведущими являются следующие обстоятельства: (1) происхождение исходного расплава из магмы базальтов, (2) повышенная железистость расплава с самого начала его кристаллизации и (3) окисление расплава в ходе его кристаллизации. Возникновение необычных интрузивных

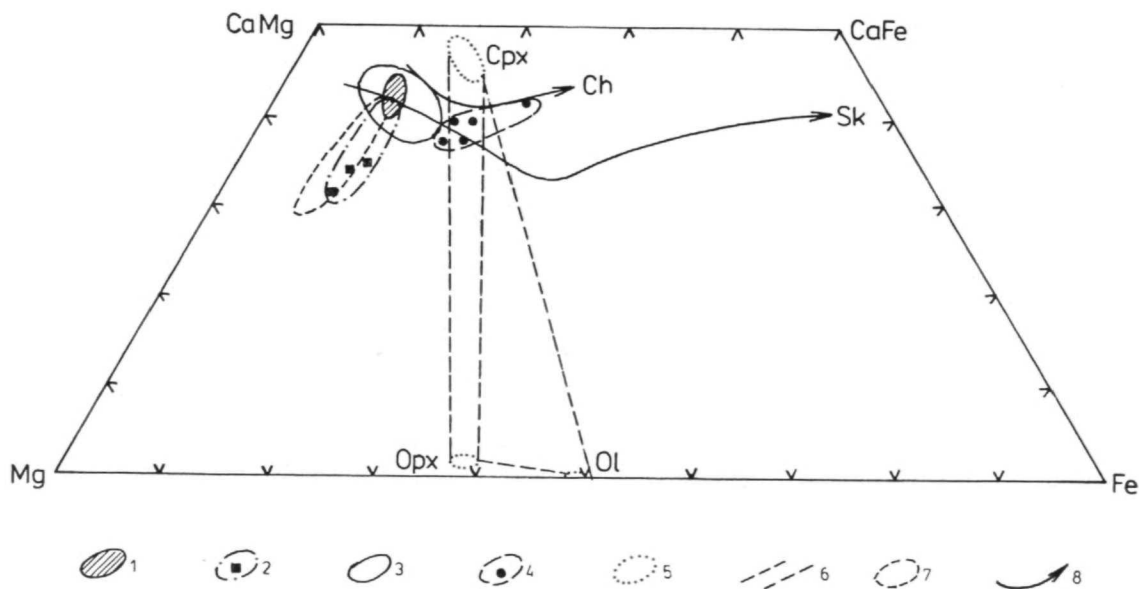


Рис. 3. Составы железо-магниевого минералов в минеральных координатах. Условные 6 — условные линии, соединяющие минералы перидотитов и габбро, 7 — поле составов клинопироксенов первого этапа кристаллизации в базальтах, 3 — то же, второго этапа, 4 — то же, третьего этапа, 5 — поля составов кристаллов из рудных перидотитов и габбро (Cpx — клинопироксен, Orpx — ортопироксен, Ol — оливин), 6 — условные линии, соединяющие минералы перидотитов и габбро. 7 — поле составов клинопироксенов из глубинных включений в кимберлитах Лесото (по Boyd and Nixon, 1973), 8 — тренды изменения составов клинопироксенов из дифференцированных трапповых интрузий: Ch — Чинейский плутон (Конников, 1982), Sk — Скаергардская интрузия (Brown, 1957. Brown and Vincent, 1963)

пород из магмы офиолитовых базальтов можно считать следствием дальнейшей дифференциации исходного расплава в той же глубинной камере. Она не отразилась на составе базальтов, следовательно, произошла позже их излияний. Окисление в ходе кристаллизации могло быть связано с поступлением воды из вмещающих пород, то-есть с трансвапоризацией расплава в камере силла.

В результате проведенных исследований выявлена главенствующая роль глубинной камеры офиолитового типа в формировании расплавов, из которых образовались магматические породы района Сарвашкё. Оказалось, что „разбавление“ верхних горизонтов магматической серии осадочными породами создало особые условия для кристаллизации и дифференциации расплавов, что позволяет считать данный разрез особым типом офиолитовых серий.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакуменко, И. Т. — Попова, Н. М. — Красов, Н. Ф. — Шугурова, Н. А. 1976: Изучение процессов вулканизма по включениям. В кн. „Генетические исследования в минералогии“, Наука, Новосибирск, сс. 75—85.
- Balla, Z. — Baksa, Cs. — Földessy, J. Havas, L. — Szabó, I. 1980: The tectonic setting of the ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). *Geologický Zborník — Geologica Carpathica*, 31 (4), pp. 465—493.
- Балла, З. — Добрецов, Н. Л. — 1984: Минералогия и петрология офиолитов особого типа — магматических пород района Сарвашкё (горы Бюкк, Северная Венгрия). *Геология и геофизика (в печати)*.
- Balla, Z. — Hovorka, D. — Kuzmin, M. — Vinogradov, V. 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary). *Ophioliti*, 8 (1), pp. 5—46.
- Boyd, F. R. — Nixon, P. H. 1973: Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: „Lesotho kimberlites“, Cape Town, pp. 254—268.
- Brown, G. M. 1957: Pyroxenes from the early and midtrusion. *Mineralogical Magazine*, 31 (238), 511—543.
- Brown, G. M. — Vincent, E. A. 1963: Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 4 (2), pp. 175—197.
- Dobretsov, N. L. — Кеpezhinscas, V. V. 1981: Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites. *Ophioliti*, 6 (2), pp. 221—236.
- Конников, Э. Г. 1982: Дифференцированные гипербазитбазитовые комплексы докембрия Забайкалья: петрология и рудообразование. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Новосибирск.
- Evans, W. — Tramsdorf, 1970: Regional metamorphism of Ultramafic Rocks in the Central Alps: Paragenesis in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *SMPM*, 50, 3, pp. 481—492.