ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ и МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР АКАДЕМИЯ НАУК ЧССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Чехословакии и некоторых районов СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1977

УДК. 550.4 + 552.3+552.4 (234.372+234.9+234.74)

Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Сборник включает статьи, отражающие первые результаты совместных исследований советских и чехословацких геологов, проводившихся в рамках двустороннего соглашения между Академиями наук СССР и ЧССР. Основное внимание в статьях сборника уделено особенностям геологического положения, петрологии, геохимии и геохронологии метаморфических и гранитоидных пород Чешского массива и Западных Карпат. В отдельных статьях рассмотрена геохронология магматических пород неогена Словакии. В сборнике помещен большой объем петрохимических, геохимических и радиологических данных, интерпретация которых с целью выявления закономерностей развития ряда метаморфических, магматических и рудообразующих процессов в различных структурных элементах земной коры проводится с широким привлечением материалов по Балтийскому щиту, Восточным Карпатам, Кавказу и другим регионам СССР.

Редколлегия:

член-корр. АН СССР *Г.Д. Афанасьев*,
академик АН ЧССР *В. Зоубек, О.А. Богатиков, А.М. Борсук, Ф.П. Митрофанов, В.А. Павлов, В.И. Рехарский*

О $\frac{20805-484}{055\,(02)-77}$ 254–77

© Издательство "Наука", 1977 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1972 г. по инициативе члена-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьева и академика АН ЧССР В. Зоубека были начаты работы по созданию основ для корреляции магматических и метаморфических формаций Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления.

Главная задача исследований определялась как выявление закономерностей магматических и метаморфических процессов при эволюции крупных геоструктур. Территории Чехословакии и Европейской части Советского Союза в геологическом отношении представляют собой благоприятные и взаимодополняющие полигоны для решения такой задачи.

Действительно, Чехословакия – это область развития подвижных зон земной коры с рядом специфических особенностей, способствующих решению общих проблем строения и развития орогенических поясов. Среднечешский массив является одним из наиболее крупных в Европе блоков варисского геосинклинально-орогенического пояса. Все его главные литологические, магматические и структурные комплексы имеют типичное для срединных массивов выражение и полное развитие.

В Западно-Карпатском регионе, благодаря относительно неглубокому денудационному срезу и структурному разделению на ряд горных поднятий, взаимоотношения между альпийскими и доальпийскими элементами геологического строения выступают отчетливее, чем в других секторах балкано-карпато-кавказского орогенного пояса. В Европейской части СССР расположены области древней консолидации (докембрийские щиты и древние платформы) и обрамляющие их более молодые подвижные пояса.

Совместный сравнительный анализ магматических и метаморфических пород в их естественных ассоциациях, отвечающих последовательным этапам становления и развития основных геоструктур, характерных для Европейской части СССР и ЧССР подвижных зон и областей древней консолидации, может иметь решающее значение для установления фундаментальных закономерностей в эволюции земной коры и верхней мантии, а также в размещении полезных ископаемых.

В предлагаемом тематическом сборнике изложены первые результаты совместных советско-чехословацких исследований в рамках обсуждаемой проблемы. Состоит сборник из 17 статей, сгруппированных по тематике в пять разделов. Первый и третий разделы посвящены соответственно

проблемам кристаллического фундамента Среднечешского массива и Западно-Карпатской ветви Средиземноморского орогенического пояса. При этом авторы, исследовавшие магматические и метаморфические формации молданубикума, предприняли попытку их сравнительного анализа с близкими по типу магматическими формациями, развитыми в пределах советской части Балтийского щита. Сравнительный анализ кристаллического фундамента Западных и Восточных Карпат и Большого Кавказа проведен другой группой исследователей.

Второй и четвертый разделы сборника посвящены проблемам возраста, генезиса и металлогенических особенностей гранитоидов в пределах Чешского срединного массива и Западно-Карпатского орогенического пояса.

В пятом разделе изложены результаты исследования кайнозойских вулканических пород, развитых с одной стороны в пределах словацкой части Карпатской орогенической области, а с другой – в пределах Северо-Чешской рифтовой области.

В целом сборник содержит большой и в значительной мере оригинальный материал по геохронологии, петрологии и гехимии ряда магматических и метаморфических формаций, развитых на территории ЧССР и Европейской части СССР.

Положительный опыт двустороннего сотрудничества и полученные результаты позволяют говорить о плодотворности такого рода совместных исследований и надеяться, что в будущем круг задач значительно расширится.

С самого начала совместных советско-чехословацких работ одним из их руководителей, куратором советской группы ученых был член-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьев. В значительной мере благодаря его энергии, вниманию и доброжелательному отношению к каждому участнику программы удалось успешно выполнить весь запланированный комплекс работ.

Авторский коллектив глубоко признателен большому ученому и крупному организатору науки Георгию Дмитриевичу Афанасьеву, которому, к сожалению, не пришлось увидеть результаты совместных работ опубликованными.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧЕШСКОГО МАССИВА

ПРОБЛЕМЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЧЕШСКОГО МАССИВА

В. ЗОУБЕК, М.Д. КРЫЛОВА, И. ЛОСЕРТ, Ф.П. МИТРОФАНОВ, В.М. ЧЕРНОВ, К.А. ШУРКИН

ЛЕПТИНИТЫ КАРЕЛО-КОЛЬСКОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ЧЕШСКОГО МАССИВА

Главные задачи исследования

Проблема лептинитов, в той постановке как она решалась участниками советско-чехословацких совместных исследований, имеет несколько аспектов. Первый аспект связан с использованием в литературе двух терминов – "лептит" и "лептинит".

Термин "лептит" обычно употребляется в понимании шведских исследователей. Он введен для объектов Балтийского щита, имеет генетический смысл и обозначает перекристаллизованные и метаморфизованные кислые породы вулканического происхождения (лава, туфы и т.п.). Если он применяется для обозначения лейкократовых метаморфических пород, мелко- или среднезернистых, состоящих главным образом из полевых шпатов и кварца (как второстепенные минералы могут также присутствовать биотит, мусковит, гранат, амфибол, пироксен, дистен, силлиманит и др.), то в этом смысле "лептинит" – название не генетического значения, и его определение не включает степени метаморфизма изучаемой породы.

В условиях фации зеленых сланцев эти породы представлены альбит-серицитовыми сланцами, в амфиболитовой фации – лейкократовыми гнейсами, а в условиях гранулитовой фации (иногда также амфиболитовой [60] – гранулитами sensu stricto, т.е. гранулитами в первичном определении Г. Розенбуша (кислые гранулиты, "лейкогранулиты"). Лептиниты могут образовываться из вулканических, плутонических (гранитоидных) и осадочных (аркозовых) пород, но в общем, по-видимому, преобладают лептиниты, возникшие из кислых вулканитов (лав или туфов). Принятое определение соответствует в целом предложенному Ж. Конье и Ж.П. Эллером [25]. Следовательно, "лептиты" и "гранулиты" в определении Г. Розенбуша являются как бы особым типом лептинитовых пород. Одной из задач исследования было выявление таких типов лептинитов и их характеристика.

В изученных нами регионах Балтийского щита и Чешского массива существуют все возможные генетические разновидности лептинитовых пород. С самого начала работ стало очевидным, что лептинитовые обра-

зования, особенно производные таких вулканитов, как туфы, могут служить надежными маркирующими горизонтами для расшифровки стратиграфии и структуры немых докембрийских толщ, для региональной литостратиграфической корреляции метаморфических комплексов.

В настоящее время такое стратиграфическое значение лептинитовых формаций обосновано В. Зоубеком [58 и др.] и И.М. Веселой (1967) для молданубского комплекса Чешского массива, В.М. Черновым [20] для карелид Балтийского щита. Так, было показано, что в отличие от основных (диабаз-спилитовых) членов геосинклинального вулканизма, которые распределены в большом или меньшем количестве почти по всему разрезу молданубского комплекса (за исключением самой верхней флишевой "Каплицкой формации"), лептинитовая формация имеет четкое стратиграфическое положение: она находится в висячем боку "монотонной" пелитово-грауваккковой формации (с проявлением основного начального вулканизма) и в лежачем боку "пестрой" формации, охарактеризованной слоями органогенных (карбонатных и графитовых) пород. Граница лептинитовой формации, как правило, очень четкая, лишь в самой верхней части ее иногда появляются карбонатные прослойки.

Таким образом, оказалось возможным определить для молданубской лептинитовой формации нижний и верхний "граничный литостратотип" (stratotyp–limit).

Лептинитовые формации обычно определяют начало подвижного этапа геосинклинального бассейна, что проявляется в усилении вулканической деятельности и изменчивости палеогеографических условий; это находит свое отражение в быстрой смене литологического состава осадков.

Лептинитовые формации изучались нами в архейских структурах беломорид, раннепротерозойских структурах карелид, в среднепротерозойских (?) структурах молданубикума и в верхнем протерозое Баррандова. Сравнительное изучение их в этих разновозрастных и разнотипных структурах земной коры имеет важное значение, так как лептиниты в целом различаются по особенностям состава, по характеру ассоциирующих или чередующихся с ними метаморфизованных осадочных, вулканогенных, интрузивных пород, по степени метаморфических и ультраметаморфических преобразований, по связанным с ними полезным ископаемым. Так, с позиций формационного анализа особый интерес представляет выделение кислых – средних (собственно лептитовых) формаций и лептитов в составе метамофризованных основных ("спилит-диабазовых") формаций. Для характеристики коровых и внекоровых гранитообразующих процессов докембрия имеет значение оценка роли когенетичных с лептинитами плутонитов, особенно ранних (домигматитовых) интрузивных гранитоидов [15].

Таким образом, круг вопросов, связанных с проблемой лептинитов, очень широк.

Геологические позиции и петрографические характеристики лептинитов различных структур

Беломориды Балтийского щита

В северной части Восточно-Европейской платформы в качестве геотектонически обособленной структуры крупного масштаба выделяется Беломорский массив. Его обнаженная часть выступает в пределах Балтийского щита на Карельском и Кандалакшско-Терском побережьях Белого моря. Основу массива составляет беломорская серия глубоко метаморфизованных супракрустальных пород архея.

В геотектоническом отношении Беломорский массив представляет, по мнению большинства исследователей, срединный массив – гигантский обломок архейской складчатой области беломорид, обрамленный на северо-востоке Кольской, а на юго-западе Карельской зонами карелид [14, 21]. В фундаменте Русской плиты, под платформенным чехлом Беломорский массив, расширяясь и дугообразно изгибаясь, прослеживается далеко к югу – до широты г. Костромы на Волге.

В соответствии с разработанной К.А. Шуркиным и В.Л. Дуком [62] схемой стратиграфии, беломорская серия по вещественному составу подразделяется на 7 свит с преобладающими породами (снизу): керетскую – гранито-гнейсы, хетоламбинскую – биотитовые гнейсы и амфиболиты, лоухскую – гранато-биотитовые гнейсы, чупинскую – гранато-кианитовые и мусковитовые гнейсы, княжегубскую – плагиогнейсы, кайтатундровскую – плагиобиотитовые и двуполевошпатовые гнейсы с пачкой глиноземистых гнейсов в средней части, ёнскую – существенно глиноземистые гнейсы с кианитом, силлиманитом.

В составе всех свит участвуют метавулканиты, переслаивающиеся с парагнейсами, но наиболее заметную роль они играют в трех нижних свитах, особенно в хетоламбинской. В большинстве случаев вулканиты первично базальтоидного состава преобразованы в ортоамфиболиты разнообразного минерального состава: диопсид-гранатовые, гранатовые, полевошпатовые, мономинеральные, биотит-содержащие, скаполитовые, эпидотовые и другие, переходящие при мигматизации в амфибол-биотитовые сланцы, биотитовые слюдиты и морфологически разнообразные мигматиты. Более редки ортоамфиболиты с амфиболом, тремоли-тактинолитового состава с тальком и магнезиальными карбонатами, которые при ультраметаморфизме также преобразуются в роговообманковые амфиболиты. Часть амфиболитов, по-видимому, является первично туффитовыми породами,представляющими смесь основного вулканического и терригенного материала.

Обычно все названные разновидности амфиболитов не содержат первично-магматических минералов, структур и текстур, и их принадлежность к древнейшим метабазитам определяется на основании петрохимического сходства с базальтами, андезито-базальтами, пикритами. Однако во многих участках, относительно менее затронутых мигматизацией, встречаются пластообразные тела и будины амфиболитов с реликтами текстур и структур эффузивов. Петрографическое и петрохимическое изучение этих пород [22, 7] показало их принадлежность к базальтоидам

типа оливиновых толеитов, кварцевых толеитов и андезито-базальтов. Средний состав вулканитов данного ряда отвечает кварцевому толеиту с низким содержанием титана, преобладанием железа над магнием и натрия над калием, при общей сумме щелочей от 2,60 до 3,60%.

Наряду с амфиболитами в некоторых свитах, особенно в керетской и хетоламбинской, широко распространены гнейсы, в том числе и лейкократовые, нередко в тонком переслаивании с полевошпатовыми и гранатовыми амфиболитами. В этих гнейсах не сохранилось никаких реликтовых признаков, позволяющих непосредственно судить об их первичной природе. Косвенным указанием на принадлежность их в ряде случаев к ортопородам может служить лишь теснейшая ассоциация с ними тонких (от первых сантиметров до нескольких миллиметров), выдержанных по мощности и простиранию прослоев амфиболитов, химический состав которых сопоставим с изученными метабазальтоидами.

В 1974 г. в связи с работами по теме "Лептиниты Чешского массива и восточной части Балтийского щита" были изучены некоторые лейкократовые породы беломорской серии.

Исследованию были подвергнуты три участка развития лептинитсодержащих пачек: 1) Широкая Салма на шоссе Кандалакша – Кировск (пролив оз. Имандра); 2) остров Еловый в Кандалакшском архипелаге и 3) губа Костариха с системой мелких островов, входящая в состав обширной Порьей губы Кандалакшского залива.

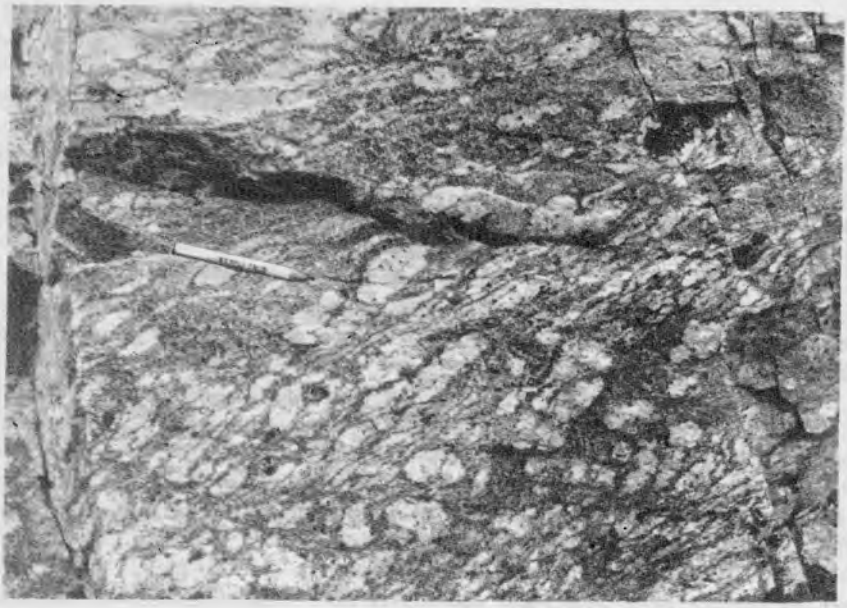
Широкая Салма. По данным среднемасштабной карты района, этот участок приурочен к хетоламбинской свите беломорской серии. Развитые здесь биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые и биотит-гранатовые гнейсы с будинированными пластами плагиоклазовых и гранатовых амфиболитов заключают пачку типичных лептинитов – тонкопереслаивающихся лейкократовых гнейсов и меланократовых среднезернистых амфиболитов (рис.1),которая и составила предмет специального изучения.

Вся толща в целом здесь смята в систему складок северо-восточного простирания с довольно крутым (60–70°) падением плоскостей кристаллизационной сланцеватости на крыльях более мелких структур. Шарниры малых складок, минеральная линейность (по амфиболу и биотиту) и длинные оси будин погружаются на ЮЗ 250–260° под углом 5–10°.

Региональный метаморфизм пород отвечает условиям амфиболитовой фации. Наложенная мигматизация проявлена умеренно. С ней связано появление полевошпатовых порфиробластов и кварц-полевошпатовых жилок в отдельных частях толщи. В мигматизированных участках для гнейсов характерна мелкая плойчатость. Геологический разрез, составленный вдоль дорожной выемки на протяжении 150 м (рис. 1), вскрывает следующую последовательность пород (при движении с юга на север вдоль западной стенки).

1. Мелкоплойчатые тонкомигматизированные розовые биотитовые гнейсы. Полевошпатовая часть представлена плагиоклазом № 25–26 и решетчатым микроклином. Ширина выхода 5 м (точки 0–2 на рис. 1).

2. Биотит-амфиболовые плагиогнейсы с маломощными складчатыми и будинированными прослоями мономинеральных и гранатовых ам-



Р и с. 2. Полевошпатовый порфиробластез в гнейсах Широкой Салмы



Р и с. 3. Контакт лептинитов с гранат-биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Широкая Салма



Рис. 4. Полосчатость лептинитовой пачки. Широкая Салма

10. Тонкое чередование биотитовых лептинитов с плагиоклазовыми амфиболитами – 3,5 м (точки 44–45).

11. Наиболее северная часть разреза представляет перемежаемость гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсов с мигматизированными биотит-гранатовыми гнейсами – 20 м (точки 45–52). Здесь снова присутствуют два амфибола – очень темно-зеленая роговая обманка (Ng = 1,702, N_p = 1,677) и бурая роговая обманка, аналогичная той, которая наблюдалась в пачке чередования (пачка 6) – Ng = 1,675, Np = 1,648. Биотит буровато-зеленый (Ng = Nm = 1,689). В качестве акцессорного минерала присутствует темно-зеленый диопсид с Ng = 1,724, Np = 1,694.

Повышенная кальциевость пород обусловливает и соответствующий набор акцессорных минералов. Для гнейсов характерны сфен, апатит, ортит, реже циркон; для амфиболитов и других кристаллических сланцев основного состава – сфен, магнетит, апатит. В лептинитах обильно представлен метамиктный ортит, апатит же часто наблюдается в крупных зернах.

Наиболее характерной текстурной особенностью лептинитов является их полосчатость (рис. 4), представленная чередованием лейкократовых пород с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью, подчеркнутой амфиболом, биотитом или гранатом с меланократовыми амфиболитами.

В состав лейкократовых полос лептинитов обычно входят: плагиоклаз № 25–26 (30–60% породы), решетчатый микроклин (в большинстве случаев отсутствующий, но иногда составляющий до 20% породы), кварц. Темноцветная часть в этих полосах составляет чаще всего 5–10%, но иногда достигает 25%. Она представлена бурым биотитом ($Ng = N_m$ =1,689), альмандиновым гранатом или амфиболом. Последний иногда представлен двумя генерациями – бурой роговой обманкой (Ng = 1,676, N_p = 1,648) и черно-зеленой гастингситовой роговой обманкой (Ng = 1,738, Np = 1,716). Судя по изменениям показателей преломления (Ng = 1,702–1,724, N_p = 1,677–1,700), составы амфиболов варьируют довольно широко.

Метаморфизм пород рассматриваемого участка отвечает условиям амфиболитовой фации (субфация альмандиновых амфиболитов) со следующими минеральными ассоциациями:

В породах, недосыщенных CaO	В породах, богатых CaO
$Bt–Gr–Am–Pl_{N30-35}–Qu$	$Am–Gr–Pl_{N40-45}$
$Bt–Gr–Am–KFsp–Qu$	$Am–ClPyr–Pl_{N45}$
$Bt–Am–Pl_{N28-35}–Qu±KFsp$	$Bt–Am–Pl_{N40}$
$Bt–Gr–Pl_{N26-35}–Qu±KFsp$	

Остров Еловый. Этот остров, входящий в состав Кандалакшского архипелага, находится в 5 км к юго-востоку от Кандалакши. Здесь предполагаемые лептиниты и ассоциирующие с ними ортогнейсы относятся к керетской свите, начинающей разрез беломорской серии. В отличие от первого участка, наряду с пачками тонкопереслаивающихся гнейсов и амфиболитов, последние встречаются в виде отдельных тел мощностью до нескольких десятков метров, в которых изредка наблюдаются первичномагматические реликтовые структуры, свидетельствующие о вулканогенной природе этого комплекса пород.

Большая часть острова (рис. 5) сложена биотит-амфиболовыми гнейсами, содержащими линзы и согласные полосы биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев и амфиболитов, частично представляющих собою наиболее древние основные ортопороды беломорского комплекса. Все эти породы мигматизированы (преобладают послойные мигматиты) и неравномерно гранитизированы. Гранитизация гнейсов наиболее интенсивно проявлена в южной части острова, где можно наблюдать постепенные переходы их в лейкократовые розовые гранито-гнейсы, богатые диффузно распределенным микроклином или микроклиновыми порфиробластами.

Меньшее распространение среди метаморфических пород острова имеет складчатая лептинитсодержащая тонкополосчатая пачка (рис. 6). Эта пачка, по-видимому, может быть отнесена к более верхней части разреза метаморфического комплекса. Контакты ее с биотит-амфиболо-

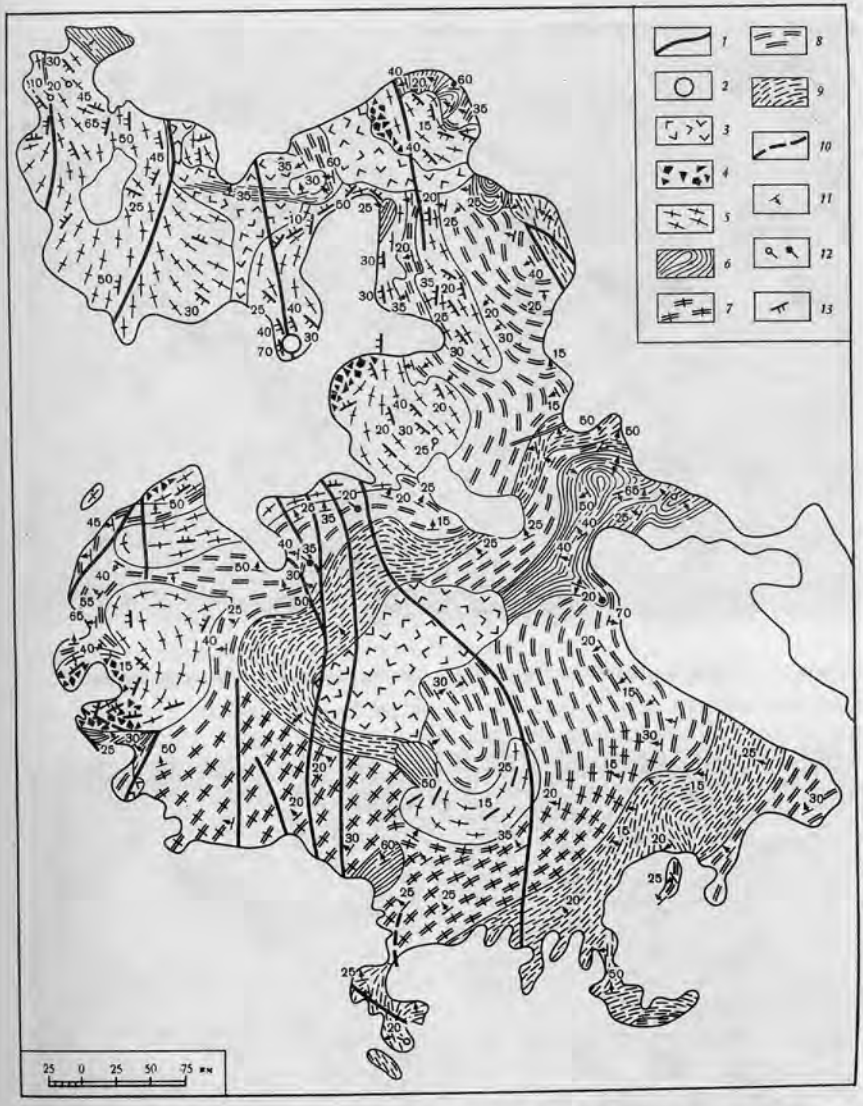


Рис. 5. Геологическая карта о-ва Елового. Составила М.Д. Крылова

1 – дайки щелочных пород и порфиритов; *2* – эксплозивная брекчия (трубка взрыва); *3* – метагаббро-диабазы; *4* – эруптивная брекчия; *5* – биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты; *6* – тонкополосчатая толща переслаивания лейкократовых лептинитов и амфиболитов, местами гранатсодержащих; *7* – сильно гранитизированные биотит-амфиболовые гнейсы (гранито-гнейсы); *8* – биотит-амфиболовые гнейсы; *9* – биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты, часто гранатсодержащие; *10* – зоны дизъюнктивных нарушений; *11* – слоистость и кристаллизационная сланцеватость; *12* – шарниры мелких складок и минеральная линейность; *13* – плоскостные структуры гранитоидов



Рис. 6. Мелкая складчатость лептинитовой пачки о-ва Елового

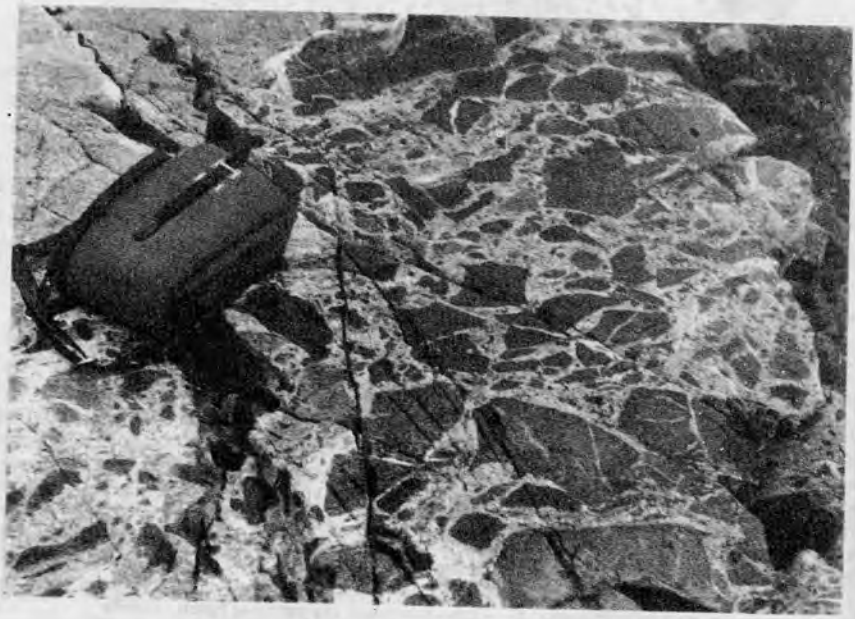


Рис. 7. Эруптивная брекчия в гранитоидах о-ва Елового

выми гнейсами в целом грубосогласные, но в ряде случаев они являются тектоническими. Отличает эту пачку более тонкозернистое сложение пород, наличие в ней гранатсодержащих гнейсов, частая перемежаемость в разрезе пород лейкократового и меланократового состава, относительно слабое проявление мигматизации и фрагментарное распространение на площади острова. Поскольку эта толща является лептинитсодержащей, ниже мы еще вернемся к ее рассмотрению.

Значительная часть острова сложена биотит-амфиболовыми гранитоидами варьирующего состава (гранит-гранодиорит), внедренными в метаморфические породы, включая и тонкополосчатую пачку. Обрывки пород этой пачки находятся в виде ксенолитов в гранитах. В гранитоидах также имеются зоны эруптивных брекчий шириной в несколько метров (рис. 7), где в виде обломков остроугольной формы отмечаются как вмещающие породы, так и отсутствующие на острове, но характерные для беломорид эклогитоподобные породы амфибол-клинопироксен-гранатовые с плагиоклазом или кварцем.

Гранитоиды о-ва Елового образуют в гнейсах пластинообразные тела небольшой мощности, по-видимому, внедренные по межслоевым поверхностям. Они участвовали в складчатости, сопутствовавшей мигматизации, так что мелкоплойчатые мигматизированные гнейсы облекают гранитные тела, а в эндоконтактовых зонах гранитоидов формируется гнейсовая текстура, и новая ориентировка фемических минералов полностью повторяет структуру облекающих гнейсов.

В отдалении от контактов в гранитоидах можно видеть сохранившуюся более раннюю ориентировку ксенолитов или кристаллов биотита и амфибола. Складчатые деформации, проявившиеся в сланцево-гнейсовом комплексе, вызвали в гранитоидах возникновение плоскостных структур, повторяющих ориентировку кристаллизационной сланцеватости вмещающих гнейсов (рис. 8). Рассланцеванию подвергаются также и зоны эруптивных брекчий.

Таким образом, гранитоиды о-ва Елового, местами преобразованные в орто-гнейсы, являются домигматитовыми. По мнению В. Зоубека, эти гранитоиды вместе с лептинитами и амфиболитами члены одной архейской серии начального магматизма, и они могут быть сопоставлены с субвулканическими интрузиями мелкозернистых плагиогранитов в более молодой спилит-кератофировой формации Баррандова протерозоя Чешского массива.

Тектоническая структура острова в основном была сформирована в период складчатых деформаций, сопровождавшихся региональным метаморфизмом амфиболитовой фации. Характер деформаций был таков, что привел к возникновению тектонически "волнистой" поверхности, выраженной сочетанием небольших пологих куполов и "чаш" с ундулирующими шарнирами и с углами падения на крыльях чаще всего от 20 до 30°. Размер таких структур, обычно не совсем изометричных, а несколько удлиненных в плане, варьирует от 5 до 50 м в поперечнике. Метаморфизм достиг кульминации в ультраметаморфических процессах, которые привели к возникновению жильного материала, участвовавшего в этих деформациях. В этот период образовались структуры будинаж

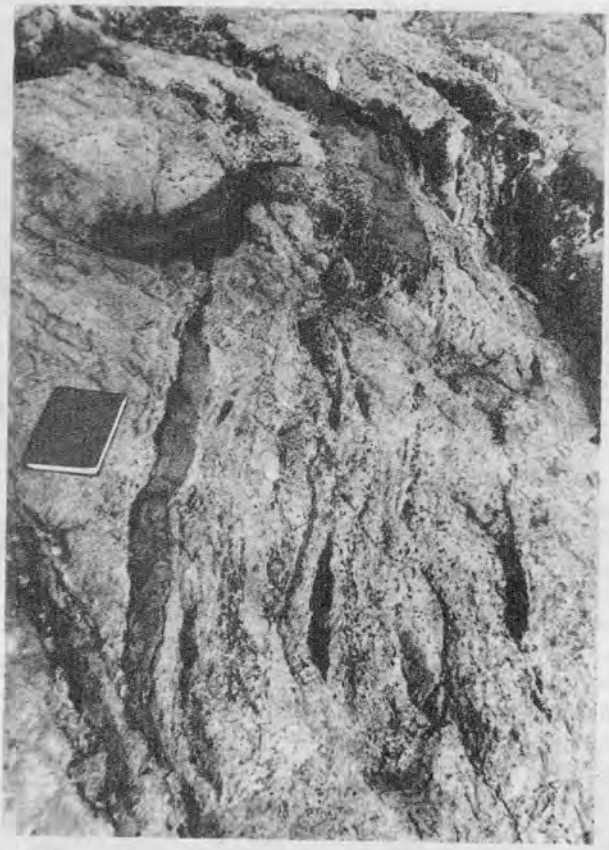


Рис 8. Ориентировка ксенолитов в соответсвии с новыми плоскостными структурами в гранитоидах о-ва Елового

с кварц-полевошпатовым межбудинным выполнением и мелкие складки (''плойки'') часто с отчетливой минеральной линейностью вдоль шарнирных складок.

Региональный метаморфизм, отвечавший условиям амфиболитовой фации, привел к формированию пород со следующими минеральными ассоциациями:

Кварцсодержащие недосыщенные CaO	Бескварцевые богатые CaO
$Bt-Am-KFsp-Pl_{N25}-Qu$	$Bt-Am-Pl_{N35}$; $Am-Pl_{N40}$
$Bt-Gr-KFsp-Pl_{N28}-Qu$	$ClPyr-Gr-Pl_{N40}$
$Am-Gr-KFsp-Pl_{N26}-Qu$	$RPyr-ClPyr-Am-Pl_{N45}$

Ультраметаморфизм протекал вслед за региональным метаморфизмом также в условиях амфиболитовой фации. Он проявился в региональной мигматизации, приведшей к формированию анатектического жильного

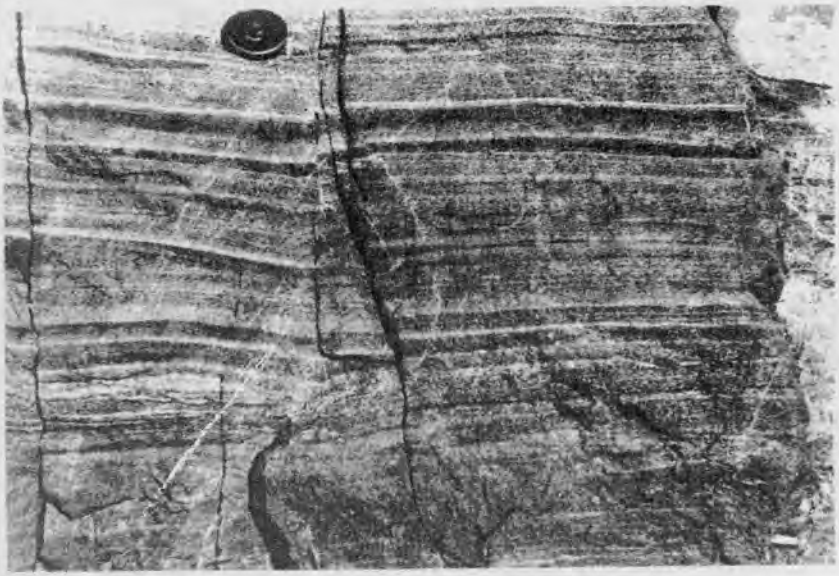


Рис. 9. Тонкая полосчатость лептинитовой пачки о-ва Елового

материала, и в развитии калиевого метасоматоза, обусловившего широкое распространение микроклинового порфиробластеза и формирование лейкократовых гранито-гнейсов.

Более поздним, наложенным на все породы острова, является диафторез фации зеленых сланцев, приводящий к хлоритизации и эпидотизации биотита и амфибола, альбитизации плагиоклаза, серицитизации калиевого полевого шпата. Местами диафторез проявлен так интенсивно, что полностью преобразует ранние минеральные ассоциации.

Наибольший интерес для нас представляет тонкополосчатая пачка, вмещающая лептиниты (рис. 9). Преобладающими породами в ней являются мелкозернистые биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы и плагиоклазовые амфиболиты местами с гранатом, в ряде случаев обладающие бластопорфировой структурой. Микроскопически установлено, что порфировые выделения представлены агрегатами альбитизированного плагиоклаза. Биотит и роговая обманка часто хлоритизированы и эпидотизированы.

Внутри этих сланцев основного состава заключены тонкие прослои лептинитов, представляющие собою лейкократовые гнейсовидные кварц-полевошпатовые породы с мелкорассеянными зернами биотита, роговой обманки или альмандинового граната. Мощность лептинитовых прослоев варьирует от 1 мм до нескольких сантиметров. Границы прослоев четкие, резкие, что позволяет отличать их от полос лейкократового гранитного жильного материала мигматитов.

Биотит в лептинитах зеленовато-бурый (Ng = 1,638) и является главным темноцветным минералом. Амфибол и гранат встречаются реже.

Установлено наличие двух амфиболов: темно-зеленой роговой обманки с Ng = 1,690, Np = 1,670 и менее железистой темно-бурой с Ng = 1,673, Np = 1,647.

Лептиниты Елового и прилегающих островов содержат мелкозернистый гранат варьирующего состава: преобладающий красный гранат имеет N = 1,780, реже встречающийся розовый маложелезистый гранат имеет N < 1,781. Два граната (N_1 больше 1,771, но меньше 1,781 и с N_2 больше 1,780) установлены К.Д. Борисовой и в искусственных шлихах гранат-биотитовых парагнейсов и в протолочках описанных амфибол-биотитовых гранодиоритов. В составе тяжелой фракции лептинитов обнаружены апатит, ортит, сфен, рутил, титановый магнетит, ильменит, пирит, пирротин, циркон.

Полевошпатовая часть в неизмененных лептинитах представлена решетчатым микроклином и олигоклазом № 22–26.

В прослоях амфиболитов, чередующихся с лейкократовыми лептинитами, главным цветным менералом является темно-зеленая роговая обманка со следующими вариациями показателя преломления: Ng = 1,687–1,692, Np = 1,662–1,678. Интересно отметить, что в породах вмещающей толщи амфиболы имеют иной состав, о чем можно судить по их показателям преломления: в биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцах – Ng = 1,680, Np = 1,657; в биотит-амфиболовых гнейсах – роговая обманка бутылочно-зеленого цвета с вариациями Ng = 1,700–1,710, Np = 1,675–1,684.

Кроме амфибола, в составе амфиболитов, переслаивающихся с лептинитами, нередко присутствует альмандиновый гранат, и в качестве акцессорного минерала встречен гиперстен (Ng = 1,732, Np = 1,716). Плагиоклаз там, где наложенная альбитизация проявлена слабо, представлен андезином № 45.

В амфибол-биотитовых гранодиоритах (в недиафторированных разностях) состав главных цветных минералов довольно постоянен: бурый биотит характеризуется $Ng = Nm$ = 1,648–1,652, зеленая роговая обманка аналогична той, которая входит в состав вмещающих биотит-амфиболовых гнейсов (Ng = 1,702–1,710) Np = 1,678–1,687).

Нельзя обойти вниманием наличие в тяжелой фракции гранатовых лептинитов, а также гранодиоритов о-ва Елового прозрачного бурого гиперстена (показатели преломления его меняются в следующих пределах: Ng = 1,712–1,724, Np = 1,697–1,707). В качестве акцессорного минерала в гранодиоритах присутствует, кроме того, диопсид (Ng = 1,720, Np = 1,693).

Все эти факты, а именно наличие минералов разных генераций и в их числе тех, которые дают указания на более высокие температуры и давление, как, например, гиперстен и маложелезистый гранат, а также присутствие в качестве акцессорных таких минералов, как титанистый магнетит и пирротин, которые тоже характерны для пород более высокой степени метаморфизма, указывают на регрессивный ход эволюции метаморфогенного минералообразования. Поэтому нельзя исключить предположение, что породы рассматриваемого участка (и, возможно, беломорского комплекса в целом) претерпели сначала метаморфизм грану-

литовой фации, но впоследствии были регрессивно преобразованы в условиях амфиболитовой фации. Позднее, в период проявления жестких деформаций породы претерпели наложенный еще более низкотемпературный метаморфизм фации зеленых сланцев, выразившийся в хлоритизации, серицитизации и альбитизации пород.

Губа Костариха (рис. 10). В геологическом отношении район в целом приурочен к зоне Лапландского глубинного разлома и представляет собою тектонический блок, сложенный глубокометаморфизованными породами порьегубского комплекса, распространенными преимущественно на восточном и северном берегах губы, а также на многочисленных островах.

Породы порьегубского комплекса представлены преимущественно силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами переменного состава с кордиеритом, или без него, перемежающимися с биотит-гиперстеновыми и гранат-гиперстеновыми гнейсами, амфиболитами, амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми и биотит-гранат-двупироксен-плагиоклазовыми сланцами.

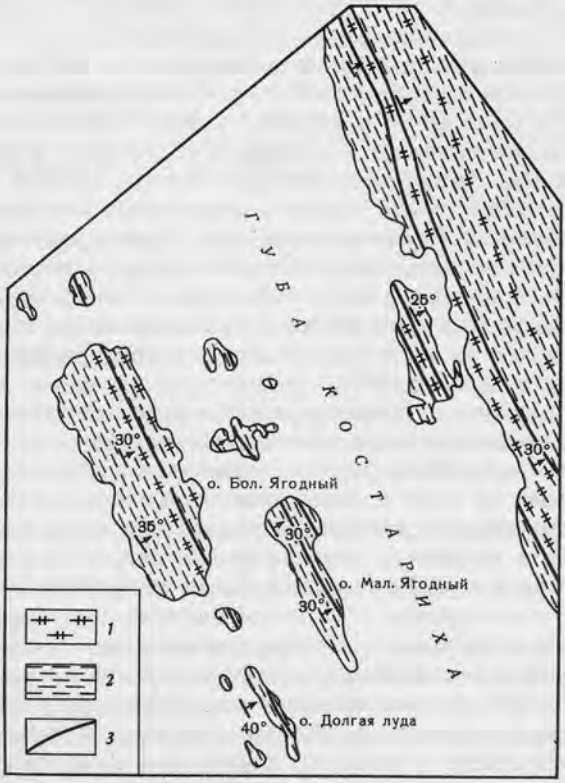


Рис. 10. Геологическое положение лептинитов в гранулитовом комплексе губы Костарихи. Лептиниты показаны в условном масштабе

1 – гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы; *2* – амфибол-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, часто с гранатом; *3* – лептиниты

Породы интенсивно мигматизированы, причем степень региональной мигматизации уменьшается в северном и западном направлениях в связи с изменением общего состава пород и, кроме того, по мере приближения к осевой части Лапландского глубинного разлома.

Породы метаморфического комплекса содержат согласные тела основных ортосланцев (метапироксениты, ортоамфиболиты и т.п.) и прорываются более поздними дайками метагаббро-диабазов. Многочисленные секущие жилы пегматитов являются наиболее поздними образованиями.

По характеру метамофризма породы отвечают условиям гранулитовой фации. Находка типоморфной гиперстен-силлиманитовой ассоциации в гнейсах о-ва Паленого в Порьей губе [11] позволяет отнести весь комплекс к гиперстен-силлиманитовой субфации, отвечающей условиям высоких T и P ($T \sim 1000^{\circ}$, $P \approx 9$ кбар).

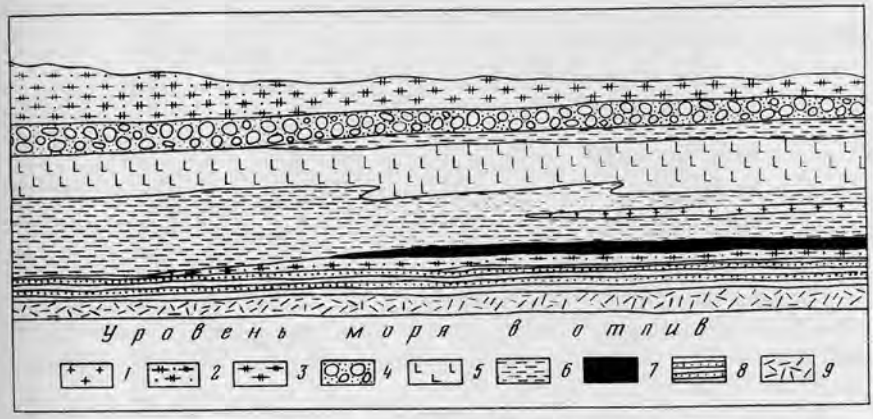
Глиноземистые породы порьегубского комплекса в северном направлении уступают место кристаллическим сланцам варьирующего, но в целом основного состава – двупироксен-плагиоклазовым, амфибол-гранат-пироксен-плагиоклазовым и т.п. На общем меланократовом фоне толщи наблюдаются прослои и пачки биотит-гиперстеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов, в ряде случаев весьма лейкократовых.

Именно такой характер разреза наблюдается на интересующем нас участке губы Костарихи. Здесь амфибол-гранат-клинопироксен-плагиоклазовые сланцы перемежаются в разрезе с двупироксен-плагиоклазовыми сланцами и плагиоклазовыми амфиболитами, содержат прослои гранат-гиперстеновых или биотит-гиперстеновых гнейсов, а также лептинитов весьма лейкократовых плагиогнейсов с характерным лентовидным кварцем и мелкими зернами граната и гиперстена. Характерная светлая окраска, а также часто отчетливая слоистость этих пород позволяют прослеживать их на значительные расстояния. Небольшая мощность таких прослоев позволяет показать их в масштабе карты только условно–жирной линией на рис. 10. Породы на этом участке залегают моноклинально, падая на северо-восток под углом $30–40^{\circ}$.

Во многих лептинитсодержащих разрезах присутствуют своеобразные породы, в свое время описанные как конгломераты [8].

Это обычно окрашенная в ржавый цвет пачка дезинтегрированных пород, состоящая из глыб и более мелких валунов, в разной степени округлых, заключенных в рыхлую дресвяную массу также ржавого цвета. Состав валунов в различных разрезах неодинаков, т.е. эти образования возникают по субстрату разного состава. Очень часто гальки представлены кварцем, в других случаях – метаморфическими породами. Для этих пород характерно прерывисто-линзовидное залегание и повторяемость в разрезах по вертикали. Можно предположить, что эти образования представляют собой результат древних гипергенных процессов. Характерный ржавый цвет создается в результате окисления содержащихся в породе рудных минералов – магнетита и сульфидов. При описании разреза ниже мы будем называть их "ржавая пачка".

Типичный разрез лептинитсодержащей толщи наблюдался нами на восточном берегу Костарихи против острова Малый Ягодный (рис. 11). Сверху вниз здесь обнажаются:



Р и с. 11. Разрез обнажения на восточном берегу губы Костарихи против южного конца о-ва Малого Ягодного. Составила М.Д. Крылова

1 – пегматит; *2* – гранат-гиперстеновые гнейсы; *3* – биотит-гиперстеновые гнейсы; *4* – "ржавая" пачка дезинтегрированных гранат-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев; *5* – крупнозернистая биотит-гиперстен-гранат-плагиоклазовая порода; *6* – амфибол-гранат-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы; *7* – амфиболиты с магнетитом; *8* – лептиниты (лейкократовые гнейсы с мелкозернистым гранатом и гиперстеном); *9* – двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с магнетитом и пирротином

1. Биотит-гиперстеновые гнейсы, по простиранию сменяющиеся гранат-гиперстеновыми. Гранат и гиперстен наблюдаются в двух генерациях – в мелкозернистой основной ткани и порфиробластах. Мощность 0,5–2 м.

2. Ржавая пачка дезинтегрированных биотит-гранат-гиперстен-плагиоклазовых сланцев. Мощность 0,5–1 м.

3. Крупнозернистая пегматоидная порода, состоящая из граната, биотита, гиперстена и плагиоклаза. Мощность 1–1,5 м.

4. Амфибол-гранат-клинопироксен-плагиоклазовые сланцы с магнетитом и пирротином, содержащие послойную жилу пегматита. Мощность 1,5–2 м.

5. Выклинивающийся пласт амфиболитов, богатых магнетитом. Мощность 0–0,3 м.

6. Выклинивающийся прослой биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов. Мощность 0–0,3 м.

7. Лептиниты-лейкократовые тонкослоистые плагиогнейсы, содержащие мелкозернистый гранат, концентрирующийся в полосах меняющейся мощности, и редкие зерна гиперстена. Мощность 0,7 м.

8. Двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с магнетитом и пирротином. Мощность ~0,7 м.

Характер разреза позволяет говорить о генетической неоднородности слагающих его пород и присутствии в нем как терригенного, так и вулканогенного материала. Последнее подтверждается повышенным содержанием Cr, Ni, V, Ti, и Cu в кристаллических сланцах основного соства, ассоциирующих с лептинитами.

Метаморфизм пород на участке характеризуется следующими минеральными ассоциациями:

В породах,недосыщенных CaO	В породах, богатых CaO
$Hyp-Gr-Pl-Qu$	$Am-Gr-ClPyr-Pl_{N45-55}-Mgt$
$Hyp-Pl_{N26}-KGsp-Qu$	$Am-ClPyr-Pl_{N50-60} \pm Am-Pl$
$Bt-Pl-Qu$	$Hyp-ClPyr-Pl_{N45}$
$Hyp-Pl_{N38}-Qu$	$Bt-ClPyr-Pl_{N36}$

Плагиоклаз в гнейсах варьирует по составу от олигоклаза № 26 до андезина № 40, в ряде случаев обнаруживая зональное строение с более основной центральной частью зерен. В основных сланцах плагиоклаз содержит от 36 до 60% анортитовой молекулы.

Калиевый полевой шпат встречается в гнейсах редко и в небольших количествах, обычно имеет двойниковую решетку и, скорее всего, представлен микроклином. Кристаллизация его была приурочена, главным образом, к периоду ультраметаморфизма.

Кварц встречается только в гнейсах, образует характерные пластинчатые, лентовидные агрегаты, ориентированные вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости.

Биотит имеет характерный красновато-коричневый цвет, присутствует в гнейсах в небольших количествах, чаще развивается по амфиболу в кристаллических сланцах основного состава.

Амфибол представлен несколькими разновидностями, нередко сосуществующими в одной породе: бурый амфибол с Ng = 1,693, Np = 1,668; буровато-зеленый – с Ng = 1,672, Ng = 1,647 и темно-зеленый с Ng = 1,677; Np = 1,652.

Гиперстен в гнейсах и кристаллических сланцах наблюдается как в мелких зернах, так и в порфиробластах до 2 см в поперечнике: характеризуется сильным плеохроизмом. Его показатели преломления (в гнейсах: Ng = 1,715–1,724; Np = 1,700–1,709; в кристаллических сланцах: до Ng = 1,671, Np = 1,656) позволяют определить колебания в содержании ферросилитовой молекулы от 50% до 10%, т.е. почти до чистого энстатита. Химический анализ гиперстена кристаллических сланцев из коллекций С.И. Турченко и М.М. Ефимова (1971 г.) показывает, что гиперстен содержит 5,6% Al_2O_3 и характеризуется общей железистостью F = 34%. Повышенное содержание в гиперстене Cr и Ni дает прямое указание на магматогенную природу большей части этих сланцев [10].

Моноклинный пироксен как главная составная часть присутствует только в породах основного состава и представлен желто-зеленым диопсид-геденбергитом; в качестве акцессорного минерала он встречается в лептинитах (Ng = 1,725, Np = 1,708). Гранат наблюдается в мелких зернах и порфиробластах. Выполненные к настоящему времени химические анализы гранатов (из коллекции М.М. Ефимова и С.И. Турченко) свидетельствуют о пироп-альмандиновом их составе с варьирующим содержанием молекулы пиропа в гнейсах 28–40%, в кристаллических сланцах 40–45%.

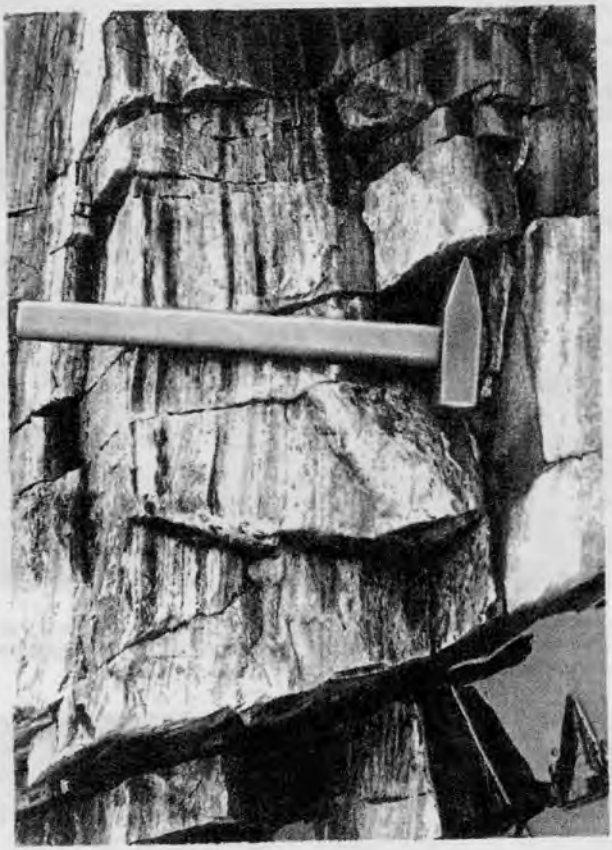
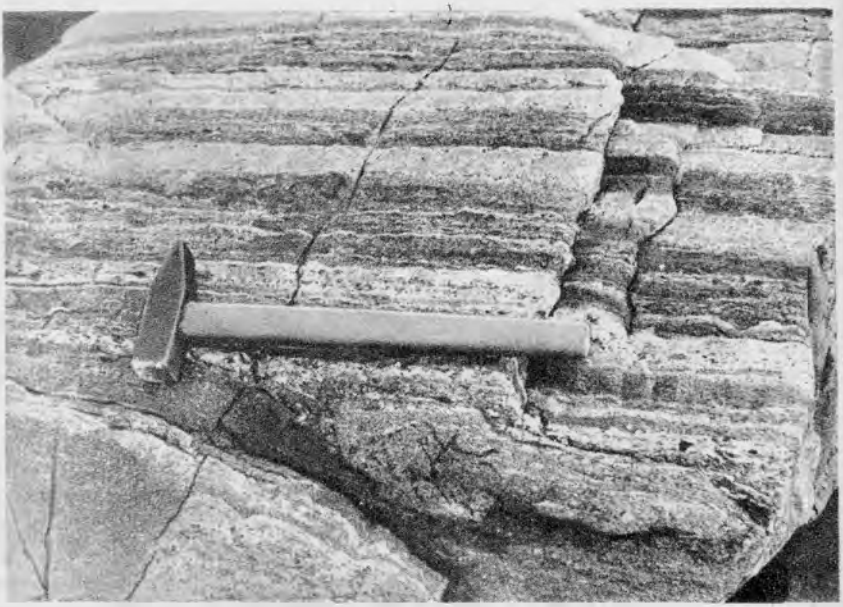


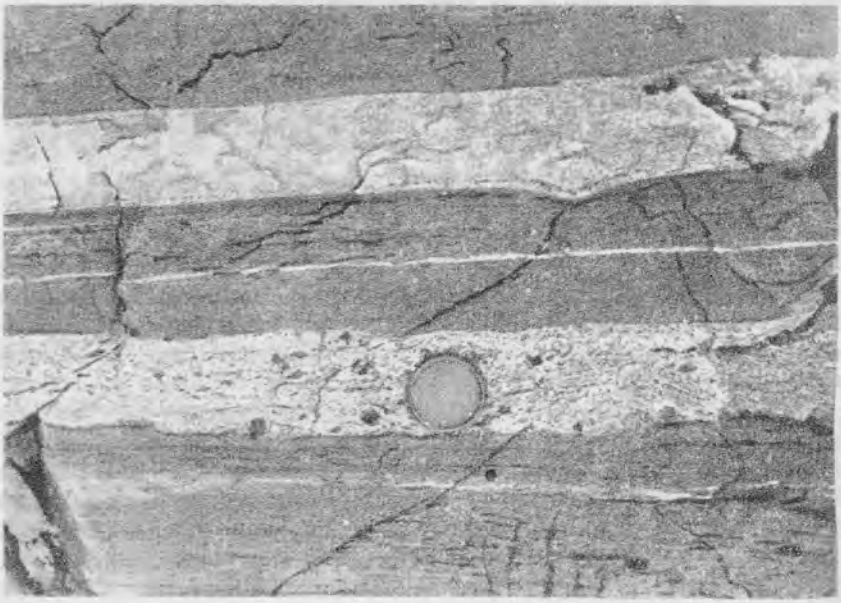
Рис. 12. Типичная слоистость лептинитов. Обнажение на восточном берегу губы Костарихи против южного конца о-ва Малого Ягодного

Характерными акцессорными минералами в породах рассматриваемого участка по данным шлихового анализа, выполненного К.Д. Борисовой, являются апатит, циркон, рутил, ильменит, пирротин, титаномагнетит.

В составе собственно лептинитов главные минералы – это пластинчатый кварц, тонкосдвойникованный олигоклаз № 26–32 и розовый пироп-альмандиновый гранат. Реже в состав породы входит также и калиевый полевой шпат, в единичных зернах наблюдается гиперстен с Ng = 1,716, Np = 1,700. В некоторых разновидностях отмечено повышенное содержание кварца, так что порода приобретает кварцитовидный облик, а содержание SiO_2, по данным химического анализа, достигает 80%. Можно предполагать, что такое обогащение SiO_2 в большой мере связано с процессами кислотного выщелачивания, имевшими место на регрессивном этапе регионального метаморфизма. Однако вопрос этот требует специального изучения.



Р и с. 13. Чередование гранатсодержащих лептинитов с амфибол-пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (губа Костариха)



Р и с. 14. Деталь полосчатости (слоистости) лептинитов. Слой с лежащей на нем крышкой от объектива перекристаллизован с укрупнением зерен (губа Костариха)

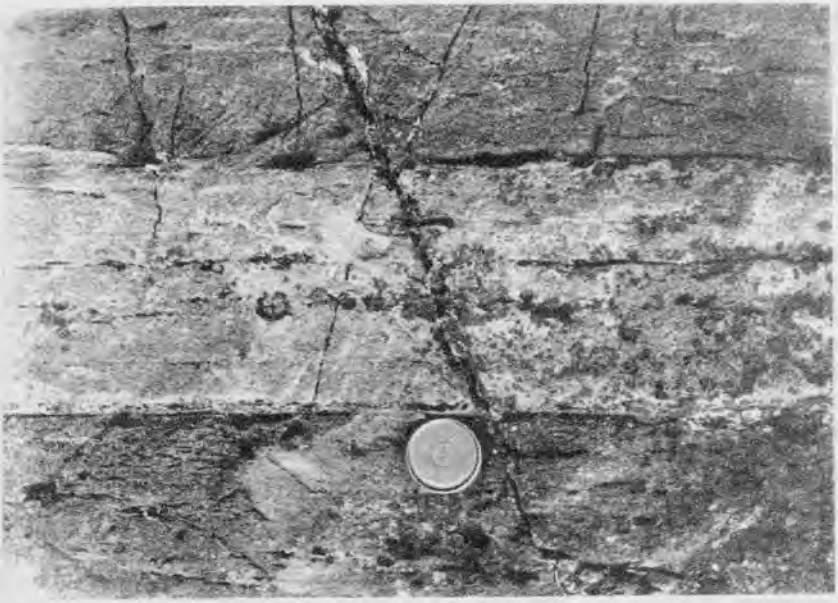


Рис. 15. Полосчатое распределение зерен граната в прослое лейкократового гранатового лептинита (губа Костариха)

В тяжелой фракции искусственных шлихов из собственно лептинитов помимо ранее отмеченных акцессорных минералов, находятся моноклинный пироксен (Ng = 1,716, Np = 1,687), темно-зеленая обыкновенная роговая обманка (Ng = 1,680, Np = 1,655) и бурый турмалин (Ng = 1,633, Np = 1,660).

Тонкая слоистость лептинитов, видимая на рис. 12, обусловлена распределением мелкозернистого граната, а также скоплениями тонкочешуйчатого биотита. Типичная полосчатость демонстрируется рис. 13 и 14, где видно чередование светлых гранатовых плагиогнейсов с темными амфибол-пироксен-плагиоклазовыми сланцами. Некоторые светлые полосы представляют также мигматитовый жильный материал, возникающий в результате селективного плавления или перекристаллизации, как, например, светлая полоса с лежащей на ней крышкой объектива на рис. 14. Полосчатое распределение граната внутри лептинитового прослоя видно на рис. 15.

Карелиды и свекофенниды Балтийского щита

При изучении этих структур речь идет обычно о лептитах в понимании шведских исследователей, которые данным термином обозначают перекристаллизованные и метаморфизованные кислые вулканические породы (кварцевые порфиры, их туфы и пр.). При этом в "лептитовую формацию" включаются мощные толщи (500–1000 м) вулканических пород липарито-дацитового состава, измененные от зеленосланцевой до амфи-

болитовой фации регионального метаморфизма. В результате метаморфизма кислые вулканиты превращены в порфироиды, геллефлинты, сланцы кварцево-полевошпато-биотитового или мусковитового состава и гнейсы (лептиты). В них часто сохраняются реликты текстур и структур, свидетельствующие об их вулканическом происхождении (вкрапленники кварца и плагиоклаза, тонкая слоистость, характерная для туфогенных осадков, обломочные текстуры агломератов).

Кроме вулканитов кислого состава, в лептитовых формациях встречаются, как второстепенные члены, метаморфизованные андезито-базальты (лавы и туфы), превращенные в амфиболовые сланцы и амфиболиты. Из первично-осадочных пород присутствуют железистые кварциты, образующие часто крупные месторождения железных руд, мраморы, графитистые сульфидосодержащие кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы. Редко наблюдаются конгломераты, гравелиты и талько-хлоритовые сланцы.

Изучение лептитовых толщ Карелии [19, 20], Кольского полуострова [6] и обобщение материалов по зарубежной части Балтийского щита [43, 3] позволяют среди вулканических толщ лептитового состава выделить два типа лептитовых формаций, различающиеся парагенетическими ассоциациями пород и условиями формирования – лептито-порфировую и сланцево-лептитовую. Эти формации широко распространены в образованиях раннего докембрия Балтийского щита (рис. 16). Они генетически связаны с проявлением начального геосинклинального вулканизма и издавна известны в нижних частях стратиграфических разрезов свекофеннид Центральной Швеции и Южной Финляндии. В последнее десятилетие они изучены в карелидах Карелии (гимольская серия) и на Кольском полуострове [19, 20, 6].

Сланцево-лептитовая формация наиболее широко распространена в Западной Карелии, где она слагает нижнюю часть гимольской серии и имеет мощность 700–1000 м. Эта формация состоит из разнообразных метаморфизованных первично-осадочных и вулканических пород, среди которых различаются конгломераты, гравелиты, разнообразные глиноземистые гнейсы (гранато-биотитовые, ставролитовые), туфогенные кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы. В верхней части формации обычно залегают железистые кварциты (рис. 17).

Для этой формации характерно широкое распространение метаморфизованных терригенных отложений и фациальная изменчивость стратиграфических разрезов, обусловленная выклиниванием литологических толщ и замещением по простиранию одних пород другими. В Западной Карелии выделяется несколько типов разрезов сланцево-лептитовой формации, отражающих палеофациальные условия осадконакопления [20]. Широкое распространение, наряду с кислыми вулканитами, терригенных отложений и частые фациальные смены пород свидетельствуют о том, что формирование сланцево-лептитовой формации происходило в геосинклинальных условиях под влиянием вулканических процессов при наличии внутригеосинклинальных поднятий, поставлявших терригенный материал (конгломераты, гравелиты). По простиранию в южной части зоны эта формация замещается спилито-диабазовой.

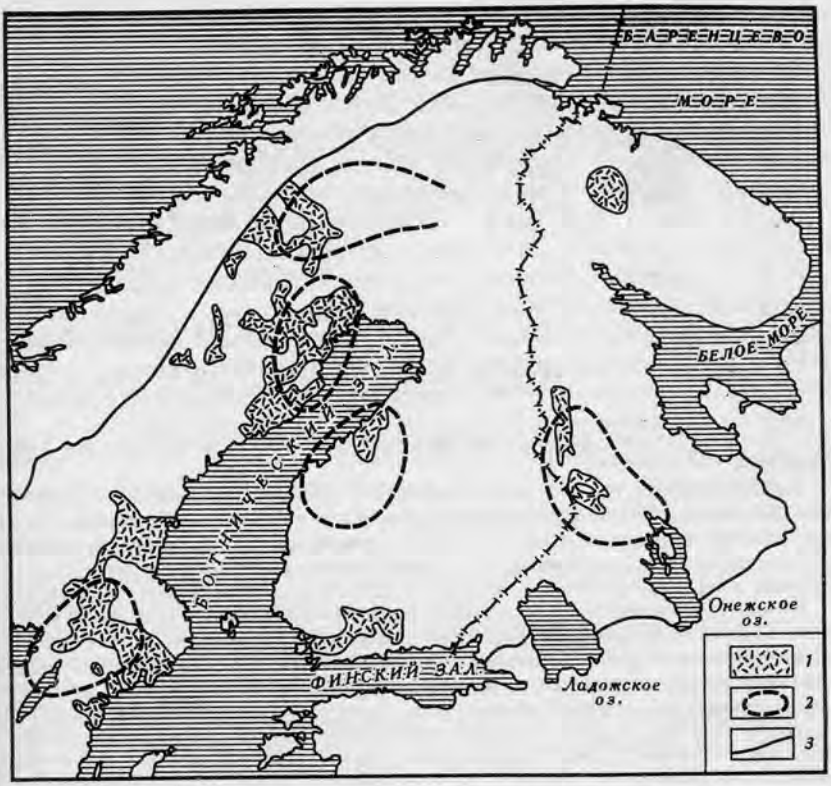
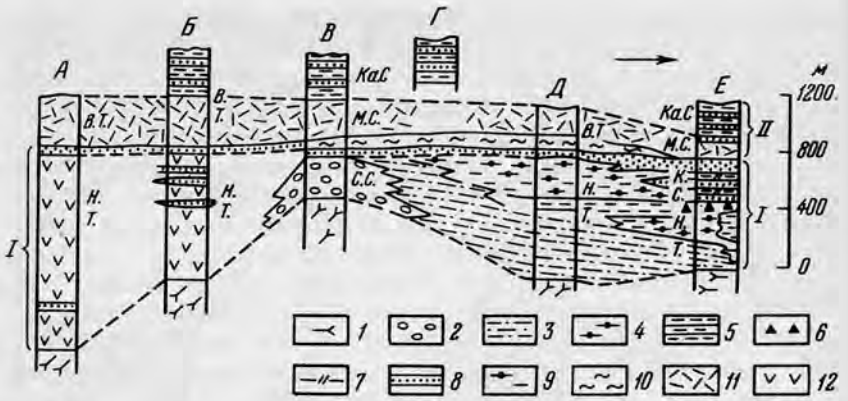


Рис. 16. Схема размещения лептинитов на Балтийском щите

1 – области преимущественного развития формаций лептинитового ряда (лептинито-порфировая, сланцево-лептинитовая формации в ассоциации с железистыми кварцитами); *2* – границы областей с повышенными мощностями "гранитного слоя" (по геофизическим данным); *3* – границы раннедокембрийского Балтийского щита

Лептито-порфировая формация в Западной Карелии залегает стратиграфически выше сланцево-лептитовой (рис. 17). Она состоит в нижней части из метаморфизованных вулканитов липарито-дацитового состава, превращенных в порфироиды, геллефлинты, лептиты, разнообразные слюдяные сланцы, а в верхней части разреза – из железистых кварцитов, ритмично чередующихся с туфогенными кристаллическими сланцами и лептитами. Наиболее широко эта формация распространена в образованиях свекофеннид Центральной Швеции. Здесь она слагает нижние части разрезов и достигает нескольких километров мощности [43, 3].

Среди лептитовой формации Балтийского щита выделяют два горизонта кислых вулканитов, различающихся соотношением щелочей. Нижняя часть формации сложена существенно натриевыми кислыми вулканитами; в вулканитах верхней части преобладает калий.



Р и с. 17. Схематические разрезы лептинитовых формаций и ассоциирующих с ними пород Западной Карелии

1 – гнейсо-граниты и гранодиориты фундамента (архей). Породы сланцево-лептинитовой формации: *2* – конгломераты и туфоконгломераты; *3* – биотитовые, биотито-гранатовые сланцы со ставролитом; *4* – амфиболиты, амфиболовые сланцы; *5* – биотито-гранатовые сланцы; *6* – туфобрекчии, туфоконгломераты; *7* – графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые, тальк-хлоритовые сланцы; *8* – железистые кварциты; *9* – слоистые амфиболовые сланцы с прослоями кварцево-биотитовых (хлоритовых) туфогенных сланцев, ставролитовых, гранат-ставролитовых сланцев и гнейсов. Породы лептинито-порфировой формации: *10* – мусковит-серицит-кварцевые сланцы и кварцитовидные породы с линзами кварцевых конгломератов; *11* – лептинитовые гнейсы, геллефлинты, порфироиды, кварц-полевошпат-биотитовые сланцы. Породы спилит-диабазовой формации: *12* – амфиболиты, амфиболовые сланцы, метадиабазы, образовавшиеся за счет лав и туфов базальтового состава

Районы развития формаций: *А* – Маньгинский, *Б* – Совдозерский, *В* – Гимольский, *Г* – Тумбареченский, *Д* – Большезеро-Хедозерский, *Е* – Костомукшский

Стратиграфическое расчленение гимольской серии: *Н.Т.* – нижняя толща; *В.Т.* – верхняя толща; *С.С.* – суккозерская; *К.С.* костомукшская свита

Циклы седиментации гимольской серии: I – первый; II – второй

Среди лептитовых формаций Карелии и Швеции выделяются следующие главные типы вулканических пород: геллефлинты, порфироиды и связанные с ними кварцево-серицитовые сланцы; лептитовые гнейсы, разнообразные слюдяные сланцы и гнейсо-сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма кислых туфов и туффитов.

Геллефлинты являются полностью раскристаллизованными кислыми лавами или туфами. Они представляют собой тонкозернистые, кварцевидные серого, темно-серого или розового цвета породы с массивной, реже – слабосланцеватой и полосчатой текстурой. Массивные разновидности имеют раковистый излом и напоминают роговиковую породу. В тонкополосчатых разновидностях геллефлинтов полосчатая текстура обусловлена присутствием редких тонких полосок (мощностью 0,1–0,8 см), обогащенных биотитом, графитистым веществом, кварцем или эпидотом. Тонкополосчатые геллефлинты образовались, видимо, в результате перекристаллизации тонкослоистых туфов или туффитов.

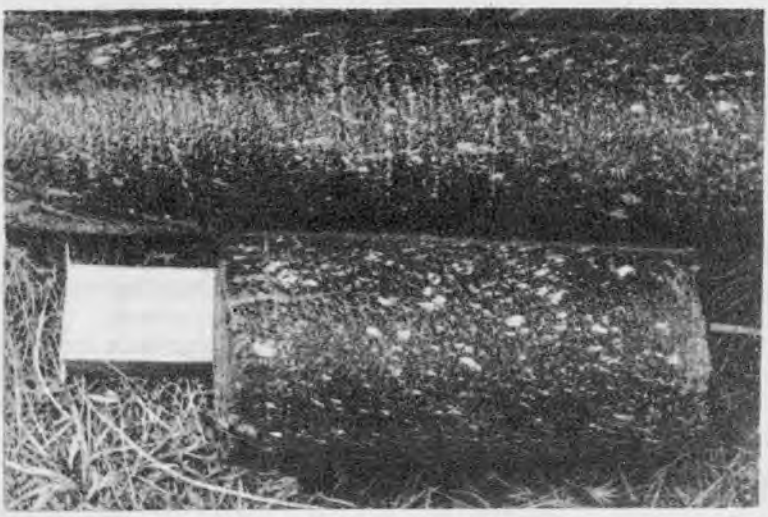
Микроскопически геллефлинты представляют собой тонкозернистую и равномернозернистую породу (иногда с вкрапленниками кварца и плагиоклаза), состоящую из плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз) и кварца, обычно с преобладанием плагиоклаза. Величина зерен минералов изменяется в пределах 0,02–0,03 мм, редко достигает 0,05 мм. В виде примеси в геллефлинтах могут присутствовать биотит, мусковит, серицит, карбонат, минералы группы эпидота, реже – микроклин, количество которого в калиевых разновидностях геллефлинтов значительно увеличивается. Акцессорные минералы – магнетит, сульфиды, гранат, апатит, сфен, турмалин. Структура пород – микрогранобластовая, микролепидогранобластовая, часто с участками бластопорфировой.

Порфироиды отличаются от геллефлинтов присутствием среди основной массы вкрапленников плагиоклаза (3–26% *An*) и кварца, содержание которых в породе составляет 10–30%. Структура пород порфировая и бластопорфировая с микрогранобластовой и микролепидогранобластовой структурами промежуточной массы. Размеры вкрапленников изменяются от 0,2 до 2,5 мм в поперечнике. Геллефлинты и порфироиды сохраняются в условиях зелено-сланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. При повышении значений *PT* до амфиболитовой фации метаморфизма кислые вулканические породы превращаются в лептитовые гнейсы и разнообразные кварцево-полевошпато-слюдистые породы.

Под лептитовыми гнейсами понимаются гнейсовидные породы светло-серого или серого цвета кварцево-полевошпатового состава, содержащие реликтовые порфировые вкрапленники плагиоклаза или кварца (рис. 18). Породы образовались в большинстве случаев за счет метаморфизма кислых, реже средних по химизму лав и их туфов и туффитов. Они содержат в различных количествах порфировые и очковые обособления, которые в большинстве случаев наблюдаются лишь под микроскопом и представлены вкрапленниками кварца, часто подвергнутого грануляции плагиоклаза, реже – зернами и обособлениями микроклина (рис. 19). Плагиоклаз (альбит-олигоклаз, редко андезин) присутствует в породе в количестве от 40 до 70%. Он наблюдается как в промежуточной массе, так и в виде вкрапленников размером 0,3–4 мм в поперечнике, которые встречаются в виде единичных зерен или слагают до 30% объема породы.

Кварц входит в состав мелкозернистой основной массы породы или образует редкие ромбовидные обособления. Содержание кварца в породах изменяется от 10 до 45%. В эпидотовых разновидностях лептитовых гнейсов содержание эпидота достигает 10–15%. Мусковит и серицит содержатся в незначительных количествах и редко составляют 7–8% породы. Из акцессорных минералов среди лептитовых гнейсов постоянно присутствуют турмалин, сфен, апатит.

Среди лептитовых толщ Балтийского щита широко распространена также обширная группа слюдяных сланцев с разнообразными текстурными особенностями и устойчивым химическим составом, образовавшаяся за счет липарито-дацитовых туфов и туффитов. Среди этой обширной группы лептинитов по текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу выделяются следующие разновидности: биотит-



Р и с. 18. Лептинитовый гнейс с порфировидными вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Керн скважины (Межозерское месторождение)



Р и с. 19. Лептинитовый гнейс с реликтами порфировидной структуры. Увел. 17,5; николи скрещены (Межозерское месторождение)

мусковито-кварцево-полевошпатовые и мусковито-полевошпато-кварцевые сланцы с неотчетливой слоистостью; биотито (хлорито)-кварц-полевошпатовые, кварцево-полевошпато-биотитовые и кварцево-биотитовые сланцы часто с хорошо наблюдаемой ритмичной слоистостью; породы с брекчиевидной и обломочной текстурой (туфобрекчии).

В последнее десятилетие мощные (500—2000 м) толщи кислых вулканических пород обнаружены и изучены также в Восточно-Карельской

(Пебозерский, Хаутоваарский районы) и Северо-Карельской зонах карелид, где они слагают нижние части стратиграфических разрезов [16]. По текстурным особенностям, минералогическому составу и химизму они не отличаются от ранее охарактеризованных вулканитов. В отдельных районах (Хаутоваарский) прекрасно устанавливается первичная природа вулканического материала (лавы, туфы, туффиты, агломераты и т.д.). Это позволило исследователям провести детальный формационный анализ, который показал, что в отличие от Западной Карелии, где развиты лептитовые формации, в указанных структурно-фациальных зонах карелид метаморфизованные кислые вулканиты ассоциируют с мощными (1000–1500 м) лавами и туфами андезитового и базальтового состава. В.И. Робонен с соавторами в составе вулканических толщ Восточной Карелии выделяют две формации: последовательно-дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую и недифференцированную спилит-диабазовую. Вулканиты кислого состава располагаются на двух стратиграфических уровнях – в нижней части разреза ранних карелид и в верхах разреза.

Корреляция лептитовых толщ Балтийского щита показывает большое сходство в строении формационных рядов докембрия Карелии с рядом формаций свекофеннид Швеции, Финляндии и карелид Кольского полуострова и Полярной Норвегии [20, 9]. Это сходство заключается в том, что лептитовые формации слагают нижние части разрезов как в карелидах, так и свекофеннидах и отражают начальные стадии геосинклинального развития.

Лептитовые формации прорываются и мигматизируются синкенематическими гранитоидами, возраст которых в разных структурных зонах меняется в широких пределах – от 1800 до 1900 млн. лет в свекофеннидах Швеции и Финляндии до 2100–2300 – в карелидах Карелии. Наиболее ранний метаморфизм лептитовых формаций Карелии равен 2380 млн. лет (Rb–Sr изохронный метод [5]). По данным многочисленных определений возраста пород свекофеннид Швеции различными радиологическими методами возраст свекофенских образований равен 2300 млн. лет. В то же время для лептитовых толщ Кольского полуострова имеются данные о возрасте пород, достигающем 2700 млн. лет. В некоторых местах на Балтийском щите для лептитовых формаций установлен фундамент (Карелия-Гимольский район, Полярная Норвегия), метаморфические события в котором, определенные различными радиологическими методами, происходили в интервале времени 2800–3300 млн. лет.

Таким образом, в настоящее время можно полагать, что лептитовые толщи Балтийского щита формировались одновременно, в интервале времени 2700 ± 100–2400 ± 100 млн. лет., т.е. в раннем протерозое.

Формационный анализ и палеотектонические реконструкции раннепротерозойского периода развития Балтийского щита [20, 9] и некоторые геофизические данные о глубинном строении земной коры этой территории свидетельствуют о том, что лептитовые формации Западной Карелии формировались в краевой зоне "жесткого" массива типа срединного. Седиментация происходила, вероятно, в сравнительно мелководных условиях, что подтверждается присутствием терригенных осадков (конгло-

мераты, гравелиты, глиноземистые гнейсы), образовавшихся в результате разрушения местных поднятий гранито-гнейсового фундамента. Одновременно протекал интенсивный кислый вулканизм, приведший к накоплению мощных вулканических толщ липарито-дацитового и андезито-дацитового состава в ассоциации с железисто-кремнистыми осадками.

В сходных палеотектонических и палеофациальных условиях формировались лептитовые формации Швеции и Южной Финляндии. Отложение вулканических толщ липарито-дацитового состава происходило в этих районах, вероятно, на крупных сиалических блоках древнего фундамента, который впоследствии был ремобилизован свекофеннской складчатостью и магматизмом.

Лептитовые толщи, ассоциирующие с андезито-базитовыми вулканитами (Восточная Карелия, Кольский полуостров, Северо-Карельская зона карелид), формировались в иной тектонической обстановке. Пространственно они тяготеют к зонам интенсивного прогибания и глубинным разломам мантийного заложения, ограничивающим Лапландско-Беломорский и Мурманский блоки. В целом, по геофизическим данным, эти зеленокаменные прогибы характеризуются пониженными мощностями земной коры и "гранитного слоя"

В областях развития лептитовых формаций, как правило, наблюдаются повышенные мощности "гранитного слоя" (рис. 16) и обильный гранитоидный магматизм. При этом часто устанавливается петрохимическое родство лептитов с ранними плагиогранитами ребольской фазы складчатости раннего протерозоя, что дало возможность некоторым исследователям рассматривать их как комагматиты кислых вулканитов раннего протерозоя Карелии.

Не исключено, что различия в глубинном строении земной коры структурно-фациальных зон раннего докембрия Балтийского щита определили разные типы инициального вулканизма геосинклинальных прогибов, последующего магматизма и металлогеническую минерализацию. Так, кислые лавы лептитовых формаций, вероятно, имеют коровое происхождение. Они возникли в результате переплавления древнего (архейского) сиалического фундамента. Первичным источником кислых лав последовательно дифференцированной формации (базальт-андезит-липаритовой), по-видимому, были магмы, регенерированные на границе мантии и земной коры.

В этой связи интересно отметить, что с лептитовыми формациями Балтийского щита ассоциируют крупные месторождения железистых кварцитов вулканогенного типа (Карелия, Кольский полуостров, Швеция), а для метаморфизованных кислых лав последовательно дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формации Карелии характерно сульфидное оруденение (Парандово, Хаутоваара, Блонваара и др.).

Кристаллические комплексы Чешского массива

Чешский массив – это восточная часть Европейской эпиварисской платформы [23, 12 и др.]. Складчатый фундамент Чешского массива, образованный докембрийскими и палеозойскими комплексами, был подвержен тектоническим, метаморфическим и плутоническим процес-

сам, развивавшимся в кадомском (ассинтском, байкальском), каледонском и варисском геосинклинально-орогенных циклах. (На существование циклов более древних, чем кадомский, разные авторы имеют различные точки зрения, которые будут изложены ниже.)

Предлагаемые описания посвящены некоторым основным вопросам, касающимся трех главных областей, определенных Машкой и Зоубеком (1960) под названием Тепла-Баррандова область, Железногорско-Западносудетская область и область Молданубского поднятия. Главное внимание уделяется формациям, для которых большинство чешских и зарубежных исследователей принимает протерозойский возраст, хотя имеются и другие точки зрения. Дискуссия по различным представлениям была опубликована в серии обобщающих и других статей [13,61 – 65,52 и др.].

Докембрий Тепла-Баррандовой и Рудогорско-Западносудетской областей обрамляет область Молданубского поднятия с его северной и северо-восточной сторон. Докембрийский возраст пород подтвержден трансгрессивным залеганием с угловым несогласием низов среднего кембрия на породах протерозоя, вследствие позднекадомского (байкальского) складкообразования. Докембрийский возраст регионального метаморфизма протерозойских пород показан Дудеком и Федюком [29]. Микропалеонтологические находки дают возможность включить верхи "кадомского" комплекса в самые верхи протерозоя и низы кембрия [18, 47, 37].

О том же свидетельствуют непрерывные переходы протерозойского осадконакопления в кембрийское в местах, где кадомское орогеническое поднятие не достигло уровней, вызывающих значительный снос верхних частей протерозойского комплекса; в таких случаях угловое несогласие ожидать нельзя. Некоторые другие доказательства имеются в цитированных работах. Верхнепротерозойский комплекс (надгруппа в литостратиграфической терминологии) намеченных областей разделяется на две группы.

В нижней (эвгеосинклинальной группе) широко развит начальный вулканизм спилито-кератофирового типа. Кислые, кварц-кератофировые члены развиты в значительном объеме только в южной краевой зоне Баррандова протерозоя, где они приурочены к зоне глубинных разломов "Среднечешского шва". Они представлены различными вулканическими фациями лав и пирокластов (нормальные лавы, игнимбриты, агломераты, кристаллические туфы) и ассоциированы с основными членами формации (кварцевыми спилитами и амфиболовыми порфиритами), иногда в фации подушечных лав. В низы так называемого йиловского вулканического комплекса интрудирует субвулканический мелкозернистый плагио-гранит, представляющий его самый молодой член. Детальное петрографическое описание его сделано Рёлихом [50], в работе которого приводится список многочисленных работ и других авторов. Во внутренних, более северных зонах Баррандова протерозоя кислые члены начального вулканизма встречаются редко.

Йиловский вулканический комплекс тянется с северо-востока на юго-запад примерно на 60 км. К юго-западу увеличиваются рассланцевание и степень метаморфической перекристаллизации; кислые вулканиты прев-

ращаются в лептиниты, плагиограниты – в ортогнейсы, основные породы – в хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы [59].

Осадки верхней, миогеосинклинальной ("флишевой") группы налегают в Чешском массиве согласно на нижнюю группу (местное несогласие, намеченное Г. Штилле в Рудных горах, не доказано). Эта верхняя ("Добржишская") группа отличается от нижней отсутствием начального вулканизма, типичной флишевой литологией и типичными "флишоидными" седиментологическими структурами [51].

Метаморфизм в южной краевой зоне верхнепротерозойского комплекса очень слабый: местами он слабее зеленосланцевой фации и редко (в Рудных горах) достигает верхней части биотитовой зоны. К северу метаморфизм повышается. Однако эти зоны повышенного метаморфизма верхнепротерозойских формаций пока не включены в рамки наших исследований. Из пород, характерных для Баррандова верхнего протерозоя, надо отметить кремнистые породы – лидиты и линзы битуминозных (графит- и пиритсодержащих) сланцев. Последние достигают иногда мощности 100 и более метров.

На юге слабометаморфизованный верхнепротерозойский комплекс граничит с **большой структурой Молданубского поднятия**, сложенной породами средней или высокой степени метаморфизма, достигающего иногда гранулитовых ассоциаций. Кристаллический комплекс, создающий эту структуру или ее преобладающую часть, называется обычно "молданубикум". Первичная литология молданубского комплекса отличается от Баррандова протерозоя (и, конечно, от древнего палеозоя) некоторыми особенностями начального вулканизма. Метаморфизованные основные вулканиты и субвулканические интрузии спилит-диабазовой формации (амфиболиты) распределены по всей нижней эвгеосинклинальной части разреза. Но, кроме основного начального вулканизма, появляется для молданубикума характерная лептинитовая формация очень пестрого состава. В ней преобладают метавулканиты "экстремного", т.е. риолитового и перидотитового (серпентинитового) состава; породы среднего и основного состава присутствуют в ней только в подчиненном количестве. Из ультраосновных пород для молданубикума характерны пироповые серпентиниты, которые в других комплексах отсутствуют. Лептинитовая формация здесь занимает в стратиграфическом разрезе вполне определенное положение.

Литологический состав молданубского комплекса был описан в обобщающих работах О. Кодыма мл. [34], В. Зоубека [62] и М. Сука [52]. Ниже приводится литостратиграфический состав молданубской надгруппы в сокращенном виде, в последовательности снизу вверх. Использованные символы отвечают предложению В. Зоубека [62]. Для стратиграфической терминологии употребляются основы литостратиграфической классификации, предложенные Подкомиссией по стратиграфической классификации Международной стратиграфической комиссии [32].

M_1 – это самая нижняя группа, известная под названием "монотонной группы" (серии). Характеризуется чередованием метаграувакк и метапелитов. В нижней части ее (M_1^1), которая занимает большую часть разреза мощностью несколько км, прослои метамергелей, метабазитов и квар-

щитов редки и маломощны. В верхней части (M_1^2 – амфиболитовая формация) пласты метабазитов и кварцитов более мощные и встречаются часто.

На "монотонную" группу M_1 ложится свита M_2 очень разнообразных осадочных и магматических (вулканических) пород, называемая пестрой серией (группой) очень изменчивой мощности.

В ней можно выделить M_2^1 – лептинитовую (гранулитовую) формацию, которая представляет кульминацию развития молданубского начального магматизма и в тоже время самую устойчивую стратиграфическую единицу молданубской надгруппы.

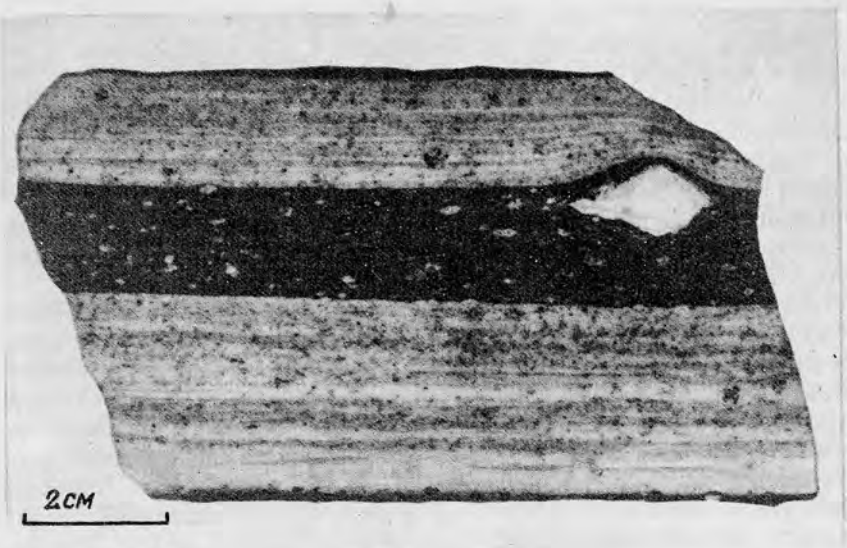
Петрографическим изучением лептинитов молданубского комплекса и сопровождающих их пород чешской части массива занимались многие авторы [36, 35, 58, 44, 45, 54–56, 31, 42, 38, 49, 33].

Типичный лептинит – это светлая (белая, светло-серая или желтая) мелкозернистая кварц-полевошпатовая порода с четко выраженной сланцеватостью (рис. 20 и 21). Главные породообразующие минералы светлых лептинитов – кварц (часто в виде тонких пластин и линз), составляющий обыкновенно от 30 до 50% породы, и полевые шпаты (пертитовый ортоклаз) и плагиоклаз (обыкновенно олигоклаз-андезин, в редких случаях альбито-олигоклаз), составляющие 20–60% породы. Как правило, в небольшом количестве присутствует гранат (1–27% пироповой составляющей). Кроме того, в состав породы могут входить кианит, биотит, шпинель, рутил, апатит, циркон, магнетит и (или) ильменит.

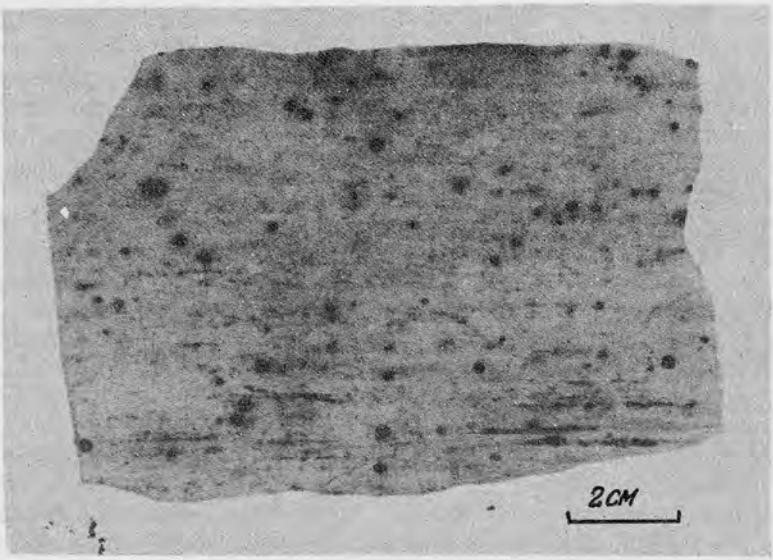
Светлые гомогенные лептиниты, отвечающие первичному определению термина "гранулит" по Г. Розенбушу, распространены в молданубской лептинитовой формации в подчиненном количестве. Преобладающая часть лептинитовой формации представлена "смешанными" породами, содержащими значительную примесь магнезиально-железистых минералов. Эти минералы могут быть или гомогенно смешаны с лейкократовым материалом, или наблюдается чередование более темных и лейкократовых (лептинитовых) пород в виде тонких слоев от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров мощности. Такие смешанные породы, переходные между лептинитами и биотитовыми парагнейсами, обозначаются обычно как лептинитовые гнейсы или как полосчатые лептиниты.

Примесь магнезиально-железистых минералов в молданубских лептинитах представлена главным образом мелкозернистым магнезиальным биотитом с небольшим количеством граната. Такие смешанные (или "переходные") породы объясняются как сочетание пирокластического и терригенного материала, причем обе составляющие осаждаются или одновременно (гомогенно лептинитовые или гранулитовые гнейсы) или при осциллирующих пирокластовых извержениях (полосчатые лептинитовые или гранулитовые гнейсы) [48].

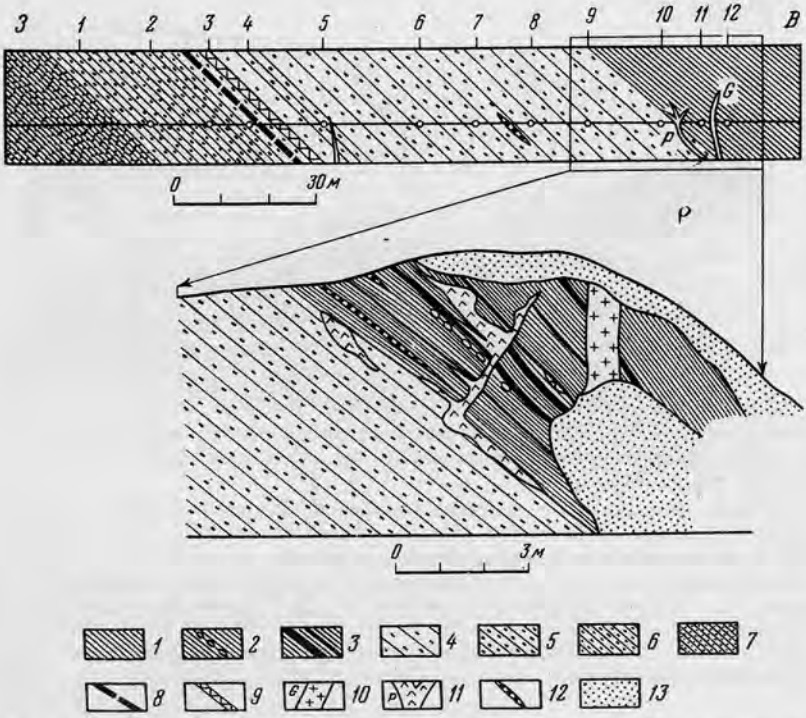
Присутствие гиперстена в некоторых средних и основных породах, чередующихся с кислыми лептинитами, позволяет относить этот тип лептинитов к гранулитовой фации. Кислые лептиниты гранулитовой фации во многих случаях подверглись регрессивному метаморфизму низких давлений, проявлением которого является биотитизация граната, замещение кианита силлиманитом, образование кордиерита, андалузита и т.д. В некоторых лептинитах проявлено также более позднее раз-



Р и с. 20. Тонкополосчатый лептинит с прослоем мелкозернистого кианит-биотитового гнейса. Карьер "Пекло", близ г. Габры, район г. Гавличкув Брод, молданубикский комплекс. Фото Й. Лосерта



Р и с. 21. Лептинит с гранатом, карьер близ с. Боржетице, район Кутна Гора, кутногорский кристаллический комплекс. Фото Й. Лосерта

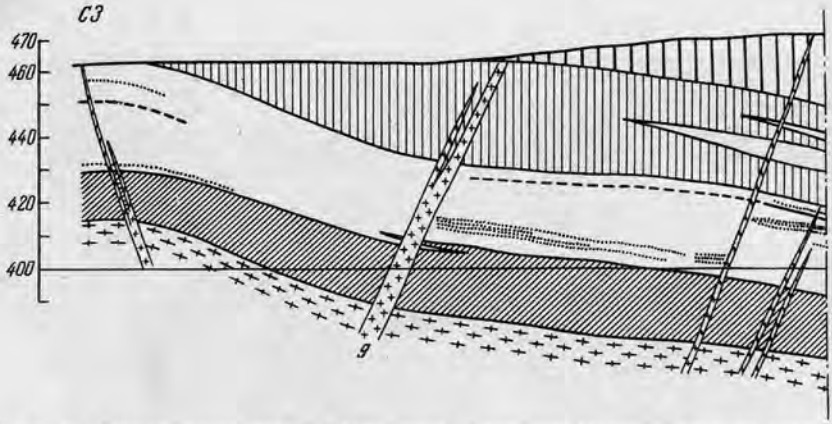


Р и с. 22. Геологическое положение лептинитов молданубского комплекса в выемке железной дороги в 1 км к северо-западу от с. Поглед, в районе г. Гавличкув Брод. По Й. Лосерту

1 – биотит и биотит-силлиманитовые парагнейсы с кианитом и гранатом; *2* – нодулярные биотитовые парагнейсы; *3* – тонкие прослойки лептинитов в гнейсах ("полосчатая свита"); *4* – нодулярный кианит-гранат-биотитовый лептинит; *5* – нодулярный лептинит со значительной примесью биотита; *6* – нодулярные лептинитовые гнейсы; *7* – нодулярные лептинитовые гнейсы и биотитовые парагнейсы; *8* – 30-сантиметровый прослой кианит-биотитового гнейса в лейптинитах; *9* – прослой полосчатых лептинит-гнейсовых пород; *10* – гранит: *11* – пегматит; *12* – силлиманитизированный пегматит; *13* – четвертичные породы

ложение щелочных полевых шпатов, в результате которого возникли кварц-силлиманитовые нодули и жилки. Местами проявляется мигматизация лептинитов, превращающихся в светлые мигматиты и "ортогнейсы".

Как правило, в северных частях Молданубикума (Кутногорский кристаллический комплекс) и в районе г. Гавличкув Брод (рис. 22, 23) минералогический состав лептинитов отвечает амфиболитовой фации; в них иногда появляются ставролит, альбит-олигоклаз и в ряде случаев отсутствует рутил. В ассоциирующих с лептинитами основных пород нет ортопироксена. Здесь минеральная ассоциация лептинитов явилась результатом прогрессивного метаморфизма, отвечающего гранат-кианит-биотит-ортоклазной субфации, выделенной В.А. Глебовицким [4] в рамках

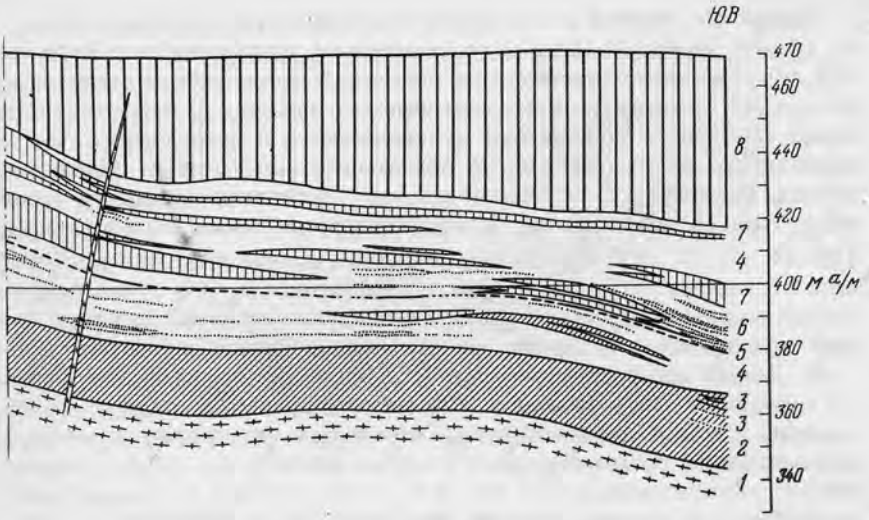


Р и с. 24. Геологический разрез Хваловицкой формации молданубикского комплекса. Район месторождения графита около пос. Хваловице, близ г. Чешске Будейовице (по В. Зоубеку).

Лептинитовая формация: *1* – лептинит (гранулит); *2* – серпентинит; *3* – серпентинит с примесью графита. Хваловицкая пестрая формация: *4* – осадочные породы в целом: гранатсодержащий биотитовый гнейс, известково-силикатные породы (метамергели), биотит-амфиболовые гнейсы (диабазовые метатуффиты), мраморы; *5* – главный графитовый горизонт; *6* – биотитовый гнейс с рассеянным графитом; *7* – пласты ортоамфиболитов (метабазитов); *8* – главный амфиболитовый пласт, находящийся в висячем боку графитоносной формации; *9* – аплит-пегматитовые дайки

амфиболитовой фации. В некоторых лептинитах амфиболитовой фации наблюдается присутствие кварц-силлиманитовых нодулей, наложенных на более древнюю ассоциацию, которая характеризуется присутствием кианита, граната и в некоторых случаях также ставролита, обнаруженного с помощью шлихового анализа К.Д. Борисовой.

M_2^2 – это органогенные формации. Во многих разрезах молданубского комплекса можно наблюдать, что в висячем боку на лептинитовую формацию налегает свита, характеризующаяся многочисленными прослойками, в которых важную роль играют породы, содержащие материалы органического происхождения – известковые и доломитовые мраморы, известково-силикатные породы (метамергели) и графитсодержащие породы (битуминозные осадки, обычно содержащие сингенетический пирит и (или) пирротин. Они образуют слои, залегающие в породах терригенного и вулканического происхождения. Надо подчеркнуть, что за исключением локально развитых переходных слоев незначительной мощности, начальный вулканизм здесь имеет основной характер, в отличие от лежащей непосредственно ниже лептинитовой формации. В некоторых случаях тесная связь обеих формаций подтверждается появлением прослоев карбонатных и графитсодержащих пород уже в верхах лептинитовой свиты. В составе органогенных формаций можно выделить несколько фациальных разновидностей, стратиграфическая корреляция которых не всегда ясна. Один из разрезов области Хваловице представлен на рис. 24.



Наконец, M_3 (Каплицкая группа) – это самый верхний миогеосинклинальный член молданубского комплекса. Группа представляет собой типичную флишоидную терригенную толщу, характеризующуюся чередованием преобладающих метаграувакк и подчиненных метапелитов. Начальный вулканизм отсутствует или проявляется как исключение.

Геохимическая характеристика лептинитов

В настоящем разделе изложены первые итоги сравнительного геохимического изучения лептинитов Чешского массива и Карело-Кольской части Балтийского щита. В основу его положены результаты химических анализов пород Чешского массива, выполненные в разное время различными исследователями, результаты химических анализов пород Балтийского щита, выполненные в аналитической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГГД АН СССР) в 1974–75 гг., и результаты количественных спектральных анализов, выполненных в спектральной лаборатории Института земной коры ЛГУ В.А. Галибиным.

Главное внимание уделяется породам Чешского массива и Беломорья. Детальная геохимическая характеристика пород лептито-порфировой формации нижнего протерозоя Карелии, опирающаяся на большое количество анализов, содержится в ранее опубликованной работе [20]. Вследствие сравнительно небольшого числа выполненных к настоящему времени спектральных анализов пород лептинитовой формации Чешского массива и Беломорья (100 анализов на 17 элементов) результаты по малым элементам не являются исчерпывающими.

В настоящей работе используются результаты изучения только валового состава пород и не рассматриваются геохимические особенности отдельных минералов.

Прежде чем перейти к изложению полученных результатов, необходимо сказать несколько слов о геохимическом разделении рассматриваемых пород в связи с различием их генезиса. В начале работы отмечалось, что термин лептинит не имеет генетического значения и, таким образом, может объединять породы как вулканического и интрузивного, так и терригенного происхождения, но обладающие определенной общностью состава. Вопросу о генетической природе лептинитов посвящена серия работ, главная часть которой принадлежит французским исследователям [25–28, 42, 39, 37]. Различными методами авторы пытаются разделить рассматриваемые породы на орто и паралептиниты. Для этого привлекаются главным образом результаты силикатных анализов, но в ряде случаев используются и данные по содержанию малых элементов [26].

Ф. Давуан после статистической обработки 46 анализов лептинитов, 33 – риолитов, 33 – дацитов и 32 – аркозов предложил простую схему, согласно которой паралептиниты, отвечающие по составу аркозам, и ортолептиниты, соответствующие составам риолита или дацита, разделяются по соотношению суммы вес. % $K_2O + Na_2O$ и CaO. За границы полей приняты линии, отвечающие $K_2O + Na_2O = 7\%$ и $CaO = 2{,}5\%$.

Делярошем были предложены две схемы геохимического разделения пород: одна – по соотношению вес. % Al_2O_3 и суммы вес. % Fe_2O_3 (общее), TiO_2 и CaO [27], другая – по соотношению K, Na и Al [28]. Обе они основаны на принципе существования двух различных трендов в естественных рядах магматических и осадочных пород и определяют статистическое поле составов соответствующих пород.

Мы использовали первую диаграмму Деляроша, на которую нанесли имеющиеся в нашем распоряжении результаты химических анализов лептинитов Чешского массива и Кольско-Карельской части Балтийского щита (табл. 1–4) [1].

В первой части диаграммы (рис. 25) идет линия, отражающая тренд составов магматических пород кислого ряда с нанесенными на ней средними составами щелочного и известково-щелочного риолитов, гранита, гранодиорита и кварцевого диорита. Точки составов всех нанесенных на эту диаграмму лептинитов, метаморфизованных в условиях разных метаморфических фаций – от зеленосланцевой до гранулитовой, а именно – породы лептит-порфировой формации гимольской и большезерской серии нижнего протерозоя Карелии, лептиниты Беломорья и Чешского массива (включая его австрийскую часть), по данным И. Полицки, рассеиваются вдоль линии магматических пород.

Наиболее компактно располагаются лептиниты амфиболитовой фации Чешского массива, ближе всего находясь к средним составам риолитов [42]. Лептиниты же гранулитовой фации того же массива дают большой разброс составов, но главная масса точек располагается в той же области, что и лептиниты амфиболитовой фации. К этому же полю, в основном,

---

[1] В целях лучшей сопоставимости для всех регионов в настоящей работе использованы только составы пород со следующими интервалами содержания главных окислов: $SiO_2 = 62–80\%$, $Al_2O_3 = 10–20\%$, $FeO = 0–5\%$, $CaO = 0–5\%$.

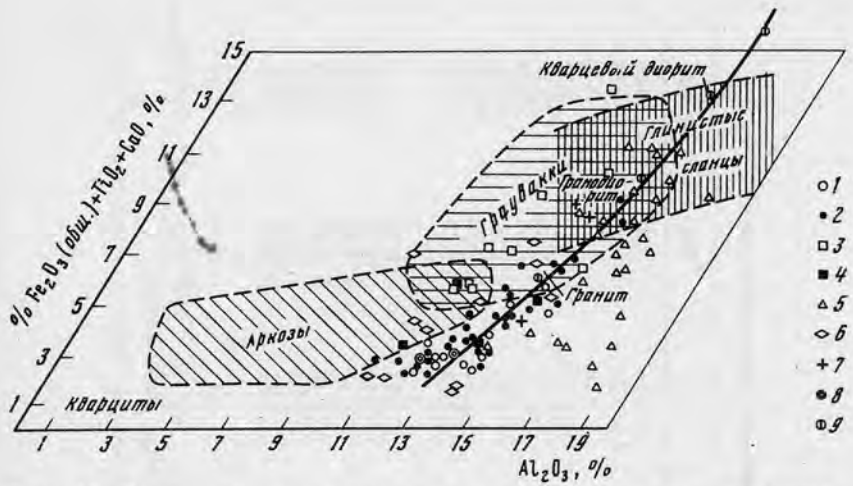


Рис. 25. Химический состав лептинитов, нанесенный на диаграмму Делярош (1965)

1 – лептиниты Чешского массива, амфиболитовая фация; *2* – то же, гранулитовая фация; *3* – лептиниты беломорского и порьегубского комплексов Балтийского щита, амфиболитовая фация; *4* – то же, гранулитовая фация; *5* – породы лептито-порфировой формации нижнего протерозоя Карелии; *6* – кислые вулканиты глинистой зоны гор на востоке Чешского массива; *7* – гранитоиды о-ва Елового в Кандалакшском заливе Белого моря; *8* – средние составы риолитов, по Нокольдсу [46]; *9* – средние составы гранита и гранодиорита, по Нокольдсу

приурочены составы лептинитов гранулитовой фации Карело-Кольской части Балтийского щита. Значительно менее однородны и более богаты Fe и Ca лептиниты амфиболитовой фации Беломорья и лептиниты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, принадлежащие гимольской серии нижнего протерозоя Карелии. Последние, кроме того, сравнительно со всеми ранее упомянутыми породами являются и более глиноземистыми.

Широкие вариации состава как гимольских, так и беломорских лептинитов свидетельствуют, вероятно, о смешанной их природе и присутствии в их составе как вулканогенного, так и терригенного материала. Интересно, что в целом в пределы той же области, но тяготея к нижней части диаграммы (отражающей более кислые составы), легли нанесенные для сравнения составы весьма слабо метаморфизованных кислых вулканитов витановской серии рудных гор на восточной окраине Чешского массива.

Использование диаграммы Ф. Давуана [26] также показало концентрацию составов молданубских лептинитов преимущественно в поле риолитов и более широкий разброс составов всех лептинитов Карело-Кольской части Балтийского щита, причем лептиниты гимольской серии концентрируются в поле дацитов (рис. 26).

Отчетливые различия между чешскими и балтийскими лептинитами выступают при рассмотрении диаграммы Na_2O–K_2O (рис. 27). Все

Таблица 1

Химический состав лептинитов беломорского и порьерубского комплексов Балтийского щита*

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
271–21′	75,70	0,23	11,63	0,55	2,75	0,08	0,04
271–25	74,22	0,28	12,35	1,79	2,30	0,05	0,05
271–42	74,64	0,24	12,15	2,26	2,26	0,02	0,23
271–44	71,78	0,41	12,89	1,18	3,33	0,04	0,54
271–45	69,82	0,33	15,73	0,28	1,93	0,04	0,97
271–48	72,59	0,53	11,96	2,15	2,43	0,07	0,37
271–49	69,62	0,53	12,64	1,42	4,62	0,06	1,06
264′	64,56	0,64	14,54	1,67	3,82	0,08	1,90
326[в]	66,36	0,96	12,92	1,29	5,11	0,10	1,93
Среднее из 9	71,03	0,45	12,98	1,39	3,17	0,06	0,78
268[г]	74,76	Сл.	13,75	0,06	1,85	0,06	0,13
269[б]	80,02	0,12	11,21	0,38	1,35	0,03	0,42
269[м]	76,40	0,14	11,65	Не обн.	3,49	0,06	1,21
303[ж]	73,82	0,02	14,90	0,08	1,30	0,04	0,27
311[в]	77,74	0,06	12,13	0,08	2,67	0,04	1,06
Среднее из 5	76,55	0,07	12,73	0,12	2,13	0,04	0,62

* 271–21′, 25, 42, 44, 45, 48, 49 – Широкая Салма, оз. Имандра; 264′, 326[в] – о-в Еловый; 268[г], 269[б], 269[м], 303[ж], 311[в] – губа Коста-риха (Порья губа). Верхняя часть таблицы – породы амфиболитовой фации, нижняя – гранулитовой.

Таблица 1 (окончание)

Образец	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	P_2O_5	П.п.п.	Σ
271–21′	1,86	4,14	1,88	0,26	–	0,73	99,85
271–25	1,04	3,59	3,41	0,06	–	0,30	99,44
271–42	0,91	3,52	3,65	Не обн.	–	0,16	100,00
271–44	2,05	4,17	2,61	0,06	0,07	0,41	99,54
271–45	3,57	4,33	1,35	0,30	0,01	1,20	99,86
271–48	2,01	3,36	3,08	0,38	0,08	1,03	100,04
271–49	2,44	3,74	2,77	0,04	0,04	0,75	99,73
264′	3,62	4,51	1,43	0,46	0,01	2,60	99,84
326[в]	5,64	2,69	1,22	0,28	0,11	1,93	100,44
Среднее из 9	2,57	3,78	2,37	0,20	0,03	1,01	99,82
268[г]	1,38	3,71	4,23	0,10	<0,01	0,31	100,35
269[б]	1,57	3,70	0,75	0,02	·	0,51	100,08
269[м]	1,73	2,96	1,06	0,30	< 0,01	0,50	99,50
303[ж]	3,62	4,01	0,65	0,34	0,02	1,00	100,07
311[в]	1,38	4,01	0,32	0,08	0,02	0,57	100,16
Среднее из 5	1,94	3,68	1,40	0,17	0,01	0,58	100,03

Таблица 2

Химический состав пород лептито-порфировой железисто-кремнистой формации (по В.М. Чернову)*

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
594–3	68,72	0,54	16,40	1,46	1,93	0,14
138–11	69,64	0,14	14,17	4,15	1,49	0,03
96–38	70,49	0,09	17,94	0,50	0,73	0,01
117–2	67,50	Не обн.	16,72	1,15	1,57	Сл.
117–4	68,34	"	15–20	0,83	0,74	–
208–8	70,79	0,15	18,10	0,50	–	0,01
181–5	72,62	0,08	18,67	0,20	–	0,01
К–5–27	67,65	0,42	17,00	0,62	1,85	0,04
3–2	60,41	0,53	16,31	2,46	3,74	0,04
Интервал	60,41–72,62	0–0,54	14,17–18,67	0,20–4,15	0–3,74	0–0,14
Среднее из 9	68,46	0,21	17,72	1,31	1,33	0,03
869	63,21	0,54	15,81	3,47	2,48	0,10
870	61,99	0,62	15,58	3,07	3,04	0,09
912	65,41	0,44	17,11	1,52	2,14	0,06
913–1	68,02	0,62	16,81	1,72	3,76	0,08
528–17	62,98	0,75	18,56	1,73	2,59	0,05
3–4	66,98	0,35	15,26	1,46	1,20	0,06
3–2	66,61	0,42	15,68	1,53	2,48	0,11
3–5	67,84	0,39	16,91	0,81	1,97	0,06
3–8	68,86	0,38	16,11	0,76	1,64	0,04
3684	64,55	0,75	16,71	1,05	3,72	0,05
2482	65,46	0,49	15,26	1,95	4,27	0,07
23	72,41	Сл.	16,48	0,56	0,57	0,02
2272	69,64	"	18,42	0,60	0,66	–
3–26	68,09	0,53	16,54	0,61	2,76	0,04
964	62,46	0,36	14,64	2,41	3,79	0,16
1103	64,20	0,54	16,06	1,42	3,42	0,06
1122	66,60	0,34	16,42	0,91	1,86	0,05
Интервал	61,99–72,41	Сл.–0,75	14,64–18,56	0,65–3,17	0,57–3,79	0–0,16
Среднее из 17	66,19	0,45	16,37	1,50	2,49	0,06

* В верхней части таблицы – геллефлинты (обр. 594–3, 138–11, 96–38, 117–2, 117–4, 208–8), кварц-серицитовый сланец по геллефлинте (обр. 181–5) и порфироиды (обр. К–5–27 и 3–2), район Тимольского и Костомукшского месторождений; в нижней части таблицы – лептитовые гнейсы, район Межезерско-

лептиниты молданубикума Чешского массива характеризуются преобладанием K над Na, что отличает их от лептинитов Карело-Кольского региона. Различие между лептинитами разных фаций метаморфизма внутри массива заключается лишь в меньшей однородности лептинитов гранулитовой фации, где отношение $K_2O : Na_2O$ варьирует от 1 до 2,6, в то время как в лептинитах амфиболитовой фации оно изменяется в более узких пределах – от 1,2 до 1,9.

гимольской и большезерской серий нижнего протерозоя Карелии

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	П.п.п.	Сумма
1,25	4,26	3,32	1,29	0,33	0,86	100,50
1,15	2,87	5,16	0,71	0,06	0,57	100,14
0,75	3,24	5,29	0,81	–	0,43	100,28
0,55	0,42	3,03	8,34	0,11	0,21	99,60
Сл.	2,45	0,97	11,01	0,11	0,28	99,93
1,95	1,93	5,00	0,74	0,03	0,72	99,92
1,96	1,47	1,87	1,72	0,07	1,66	100,30
2,15	3,22	4,64	1,16	0,02	0,89	99,66
3,65	3,89	4,27	1,08	0,08	3,68	100,14
Сл.–	0,42–	0,97–	0,71–	0–	0,21–	
3,65	4,26	5,29	11,01	0,33	3,68	
1,49	2,63	3,72	2,98	0,09	1,03	
2,40	4,29	3,62	2,50	0,09	1,68	100,19
2,63	4,18	4,82	0,95	0,19	1,14	100,30
2,08	3,55	4,68	2,58	0,21	0,68	100,46
3,28	2,78	4,66	2,25	0,17	1,02	100,17
1,71	3,98	3,28	3,00	0,22	1,36	100,21
1,64	4,81	3,16	2,49	0,12	0,65	100,18
1,96	5,04	3,66	1,25	0,30	1,37	100,41
2,35	2,94	5,37	1,45	0,17	0,63	100,39
2,20	2,99	3,74	2,59	0,20	0,70	100,21
2,08	4,10	4,23	2,03	0,31	0,68	100,22
1,98	1,13	1,90	4,66	0,11	2,61	99,89
0,63	2,25	5,75	1,04	0,06	0,64	100,41
0,65	2,08	5,87	0,92	0,18	0,92	99,95
1,54	3,37	3,63	2,08	0,09	1,09	100,37
4,90	4,36	2,55	2,47	0,19	1,38	99,67
2,78	4,43	3,72	1,69	0,17	1,01	99,50
2,62	3,65	3,29	2,43	0,14	1,08	99,57
0,63–	1,13–	1,90–	0,95–	0,06–	0,64–	
4,90	5,04	5,87	4,66	0,31	2,61	
2,20	3,52	3,99	2,14	0,17	1,09	

го (обр. 869, 870, 912, 913–1, 528–17, 3–4, 3–2, 3–5, 3–8), Большезерского (обр. 3684, 2482), Костомукшского (обр. 23, 2272), Тумбареченского (обр. 3–26) и Совдозерского (обр. 964, 1103, 1122) месторождений.

В этих же породах Балтийского щита отношение $K_2O : Na_2O$ не превышает 1 и по отдельным группам выглядит следующим образом: в порьегубских лептинитах гранулитовой фации – 0,07–0,30 (в одном случае достигает 1); в беломорских лептинитах амфиболитовой фации – 0,3–1; в гранитоидах о-ва Елового, являющихся комагматическими с беломорскими лептинитами – 0,6–0,65, в лептинитах гимольской серии Карелии 0,14–1. В целях сопоставления отметим, что в слабо перекри-

Таблица 3

Химический состав лептинитов амфи

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	75,22	0,19	14,76	0,35	0,54	0,03	0,12	1,38
2	76,05	0,08	12,15	0,30	1,35	0,08	0,19	0,52
3	75,95	0,11	11,96	1,09	1,13	0,06	0,71	1,14
4	72,38	0,18	14,04	0,69	1,28	0,02	0,28	0,75
5	71,83	0,21	13,82	0,69	2,10	0,12	0,81	0,72
6	71,05	0,42	15,48	0,53	2,44	0,03	0,83	0,92
7	73,61	0,05	13,99	0,52	1,19	0,05	0,42	0,65
8	74,09	0,09	12,91	0,80	1,31	0,07	0,83	0,64
9	73,08	0,05	13,67	0,32	1,52	0,10	1,10	0,61
10	73,44	0,05	12,77	0,64	0,95	0,06	0,15	1,02
11	72,10	0,40	14,08	0,52	2,71	0,02	0,74	1,10
12	75,01	0,12	12,77	0,30	1,80	0,02	0,38	0,43
Интервал	71,05–76,05	0,05–0,42	11,96–15,48	0,30–1,09	0,54–2,71	0,02–0,12	0,12–1,10	0,43–1,38
Среднее из 12	73,73	0,16	13,53	0,56	1,53	0,05	0,55	0,82

* 1 – с. Боржетице близ г. Кутногоры [48]; 2, 3 – карьер "Пекло" близ с. Габры [42]; 4–7 – с. Поглед; 8 – с. Кратка Вес; 9 – с. Бржевнице; 10 – с. Дворце, все близ г. Гавличкув Брод; 1, 12 – г. Габличкув Брод, все образцы [42].

Таблица 4

Химический состав лептинитов гранулитовой фации Чешского массива

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
13	66,21	0,72	15,53	2,06	3,75	0,08	1,95
14	74,00	0,12	13,43	0,66	1,56	0,07	0,31
15	66,37	0,68	15,97	0,34	3,98	0,06	1,56
16	71,94	0,32	14,08	0,11	2,31	0,05	0,60
17	72,54	0,50	13,53	0,28	3,54	0,05	0,88
18	76,82	0,28	12,05	0,61	0,58	0,03	0,15
19	78,26	0,13	10,83	0,81	1,09	0,03	0,34
20	74,93	0,24	12,86	0,45	1,60	0,03	0,62
21	74,70	0,24	13,14	0,41	1,21	0,03	0,20
22	74,01	0,20	12,94	0,51	1,17	0,03	0,23
23	74,70	0,35	11,38	0,28	2,80	0,19	0,79
24	61,69	1,06	16,71	1,79	5,22	0,05	3,93
25	66,13	0,94	14,26	1,24	6,05	0,07	3,01
26	74,44	0,26	12,60	0,66	1,41	0,04	0,44
27	73,21	0,44	13,57	0,89	1,16	0,03	0,71
28	75,94	0,24	12,36	0,72	1,17	0,02	0,41
29	69,88	0,14	14,76	0,79	2,25	0,07	1,05
30	72,67	0,06	14,39	0,72	1,08	0,05	0,45
31	65,92	0,28	15,83	0,55	5,00	0,09	2,29
32	65,51	1,10	16,21	1,49	4,94	0,07	2,41
33	68,14	0,66	15,23	0,20	3,78	0,07	1,61

болитовой фации Чешского массива*

Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
2,81	3,42			0,66	0,08	99,56
3,10	4,92	0,35	0,05	0,35	0,11	99,60
2,42	4,70	0,27	0,06	0,28	0,10	99,98
3,72	5,08	0,36	0,02	0,50	0,26	99,56
3,83	5,01	0,37	0,02	0,18	0,13	99,84
3,31	4,70	0,15	0,03	0,21	0,11	100,21
3,65	4,95	0,20	0,01	0,60	0,15	100,04
3,56	4,88	0,20	0,01	0,67	0,21	100,27
3,76	4,86	0,37	0,01	0,64	0,03	100,12
2,34	6,92	0,25	0,01	0,51	0,21	99,32
3,22	4,81	0,25	0,02	0,20	0,19	100,36
2,87	5,01	0,12	0,02	0,35	0,10	100,30
2,34–3,83	3,42–6,92	0,12–0,37		0,31–0,88		
3,21	4,94	0,26		0,57		

(частично диафторированных в условиях амфиболитовой фации) *

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
2,27	2,51	3,69	0,24		0,90		99,91
1,34	2,88	5,58	0,09		0,29	0,04	100,37
2,91	3,57	3,30	0,14	0,11	0,11	0,24	99,34
1,52	3,07	4,40	0,17	0,04	0,31	0,19	99,11
1,76	3,90	2,68	0,07	0,10	0,02	0,13	100,15
0,70	3,00	4,84		0,02	0,10	0,12	99,30
0,78	2,03	5,12	0,05		0,29	0,12	99,83
1,02	2,91	4,39	0,05		0,47	0,13	99,65
0,90	2,69	4,53	0,18	0,01	0,65	0,18	99,07
0,86	2,87	5,41	0,18	0,01	0,65	0,13	99,20
1,47	3,61	4,18	0,08	0,06	0,06		99,95
1,98	1,39	1,77	0,34	0,98	2,53		99,44
2,79	2,51	2,63	0,15	0,10	0,48		100,36
1,75	4,10	3,98	0,12	0,02	0,28		100,10
2,23	2,07	4,94	0,16		0,52	0,12	100,05
1,05	2,03	5,75	0,24		0,20		100,13
1,26	3,40	4,40	0,34	0,15	0,93	0,12	99,54
0,84	3,68	4,20	0,35	0,11	0,73	0,18	99,51
1,96	3,20	2,62	0,20	0,18	1,41	0,07	99,60
1,54	1,81	2,96	0,18	0,15	0,61	0,13	99,11
1,68	2,85	3,85	0,18	0,06	0,66	0,13	99,10

Таблица 4 (окончание)

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
34	77,12	0,08	12,51	1,09	0,79	0,05	0,13
35	76,87	0,12	11,47	0,51	1,62	0,04	0,20
36	74,22	0,23	14,14	2,18	0,85	0,04	0,58
37	75,00	0,16	12,98	0,80	1,58	0,05	0,25
38	73,45	0,23	13,79	2,32	0,72	0,04	0,79
39	73,40	0,03	13,81	1,96	0,93		0,87
40	67,07	0,60	14,97	2,01	1,78	0,06	0,88
41	68,22	0,65	13,54	2,21	2,05	0,04	1,00
42	67,32	0,62	14,81	2,28	1,56	0,04	1,46
43	71,18	0,44	14,17	0,76	1,15	0,05	0,58
44	74,30	0,25	13,90	0,68	0,25	0,02	0,22
45	73,01	0,32	12,90	1,05	0,84	0,07	0,45
46	73,34	0,34	12,40	0,88	0,89	0,05	0,43
47	76,19	0,20	12,78	0,19	0,26	0,04	0,42
48	74,05	0,21	13,96	0,77	0,65	0,05	0,25
49	72,30	0,42	13,99	1,20	0,86	0,04	0,25
50	72,84	0,34	13,38	0,86	1,24	0,04	0,42
51	73,55	0,34	14,00	0,76	0,93	0,04	0,45
52	73,65	0,40	13,74	0,82	0,77	0,05	0,37
53	71,50		15,18	2,50	1,43		0,65
54	76,00	0,13	12,23	0,96	0,71		0,41
55	75,85	0,08	13,96	0,42	0,97		
56	74,40	0,27	12,92	0,37	1,71	0,04	0,51
57	70,09	0,99	14,64	0,93	2,23		1,00
58	73,76	0,29	13,47	0,60	1,94	0,03	0,16
59	69,50	0,09	15,54	0,83	2,86		1,45
60	64,18	0,54	17,21	0,57	7,14	0,06	3,23
Интервал	61,69	0,03	10,83	0,11	0,25	0,02	0,13
	78,26	1,10	17,21	2,50	7,14	0,19	3,93
Среднее из 48	72,09	0,37	13,83	0,96	1,96	0,05	0,88

* 13 – г. Волары; 14 – карьер Зрцадлова Гуть близ г. Чешский Крумлов [24]; 15–17 – буровая скважина Н-I, с. Голубов, близ г. Чешский Крумлов [35]; 18 – с. Лишов близ г. Чешске Будейовице [54]; 19–22 – с. Ждарске Халупы близ г. Писек [30]; 23–28 – район г. Йиглавы [55, 54]; 29–33 – район г. Велке Мезиржичь

сталлизованных кислых вулканитах витановской серии, выступающих на восточной окраине Чешского массива в рудных горах [53], предположительно протерозойского возраста, отношение K_2O : Na_2O меняется в пределах 0,04–0,8, лишь в одном случае из 11 достигая 1,2.

При рассмотрении геохимии лептинитов Чешского массива и Беломорья по малым элементам выявляются некоторые особенности, связанные как со спецификой первичного состава, так и с проявлением последующих процессов.

Лептиниты молданубской части Чешского массива характеризуются весьма низкими содержаниями Co, Ni, Cr, V, Ti, Mn, Sc, а также Y и Yb; сравнительно невелико содержание Cu (табл. 5). Для элементов группы железа это связано с кислым составом рассматриваемых пород и малым содержанием в них фемических минералов, концентрирующих указанные элементы. Несмотря на общую лейкократовость пород и существенную

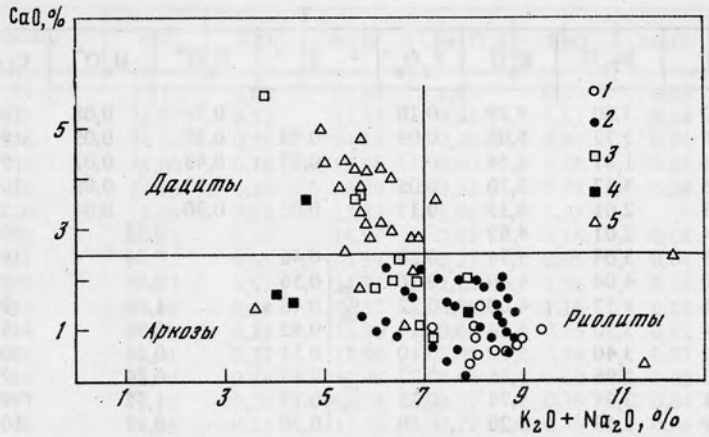
CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
0,62	3,00	4,59	0,10		0,31	0,08	100,47
0,38	2,72	5,02	0,09	0,03	0,38	0,05	99,50
1,01	1,87	4,14	0,17	0,07	0,43	0,02	99,95
1,45	3,87	3,70	0,05		0,33	0,09	100,31
1,19	2,01	4,19	0,17	0,02	0,30	0,04	99,26
2,24	2,01	4,89				0,32	100,46
2,45	3,04	5,74	0,20	0,46		0,26	99,52
1,40	4,04	4,80	0,26	SO_3 0,56		0,91	99,68
2,01	4,12	4,00	0,22	SO_3 0,48		1,02	99,94
1,84	3,80	4,84	0,14	SO_3 0,43		0,33	99,71
1,89	3,40	5,10	0,10	0,11		0,26	100,48
1,53	2,96	5,16	0,27	SO_3 0,67		0,24	99,47
0,78	3,04	5,74	0,25	SO_3 0,17		1,52	99,83
1,49	3,16	5,20	0,10	0,20		0,27	100,50
1,57	3,40	5,16	0,08	0,09		0,21	100,45
2,01	3,40	5,10	0,17	SO_3 0,10		0,36	100,20
1,22	3,28	5,22	0,34	SO_3 0,60		0,34	100,12
1,13	2,40	5,54	0,23	SO_3 0,19		0,37	99,93
1,05	2,72	5,42	0,26	0,51		0,39	100,15
1,79	2,21	4,41	0,15			0,43	100,25
0,70	2,09	5,01	0,45		0,80	0,10	99,59
0,93	2,70	4,34				0,59	99,84
1,97	3,41	4,57	0,04			0,17	100,38
2,02	3,03	4,70	0,18			0,31	100,12
2,39	3,67	3,56	0,04	0,02		0,14	100,07
0,99	3,60	5,00	0,04			0,11	100,01
1,30	3,50	2,15	0,12			0,28	100,28
0,38	1,39	1,77	0,04			0,06	
2,91	4,12	5,75	0,45			2,53	
1,50	2,97	4,43	0,17			0,54	

восточная Моравия [44]; 34–38 – район г. Могелно и г. Немешть, южная Моравия [45]; 39–53 – район г. Коунице и Моравского Крумлова, южная Моравия [49]; 54 – среднее течение р. Огрисе район г. Яхимов [40]; 55–60 – австрийская часть Чешского массива [49].

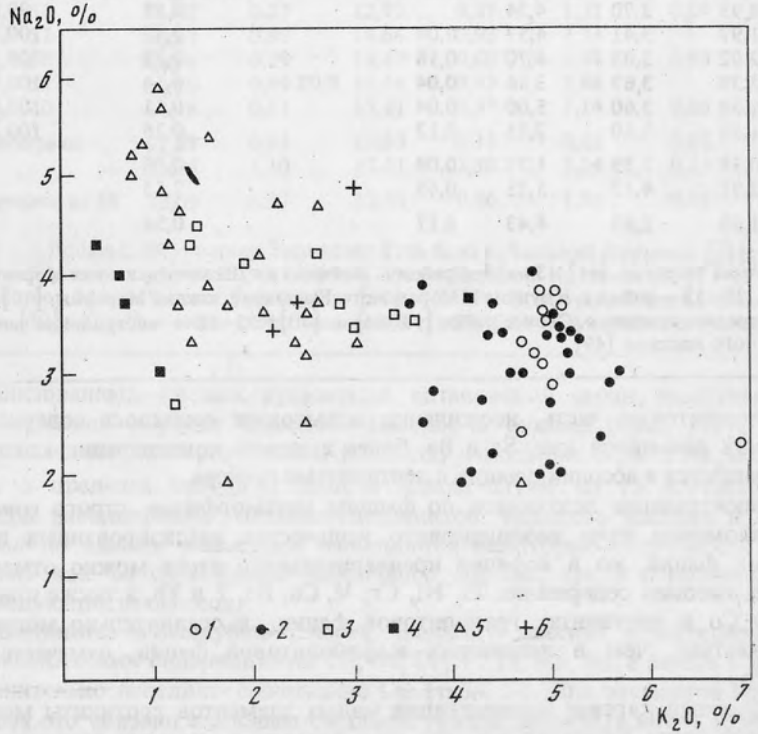
полевошпатовую часть, неожиданно невысоким оказалось содержание и таких элементов как Sr и Be, более высокие концентрации которых наблюдаются в ассоциирующих с лептинитами гнейсах.

Сопоставление лептинитов по фациям метаморфизма, строго говоря, неправомочно из-за неодинакового количества анализированных проб разных фаций, но в порядке предварительного итога можно отметить более высокое содержание Ti, Ni, Cr, V, Cu, Be, Y и Yb, а также присутствие Co в лептинитах гранулитовой фации; в сравнительно меньших количествах, чем в лептинитах амфиболитовой фации, отмечается в них Pb.

По общей картине концентрации малых элементов лептиниты молданубской части Чешского массива сопоставимы с кислыми вулканитами глинистой зоны Рудных гор, изученными И. Вахтлом [53], и с кислыми вулканитами Баррандовского протерозоя – табл. 6. В последних выше



Р и с. 26. Химический состав лептинитов, нанесенный на диаграмму Ф. Давуана (1969). Условные обозначения см. рис. 25



Р и с. 27. Соотношение Na_2O и K_2O в лептинитах. Условные обозначения см. рис. 25; *6* – гранитоиды о-ва Елового

содержание Zr и Be, присутствует La, который не обнаружен в лептинитах, а также в отличие от лептинитов отсутствует Nb.

Лептиниты беломорского и порьегубского комплексов Балтийского щита отличаются от чешских лептинитов в целом меньшей однородностью (табл. 7). Лептиниты амфиболитовой фации близки к чешским по характеру концентрации Mn, Ni, Cr, V, но отличаются очень высокими концентрациями Zr (до 1000 г/т), значительно более высокими содержаниями Ti, Be, Y, Yb, но более низкими Pb и Sc. Для них характерно частое присутствие (до 320 г/т) — элемента, который не отмечается в чешских лептинитах. Концентратором Y и La, видимо, является метамиктный ортит, особенно обильный в лептинитах и ассоциирующих с ними породах на участке Широкой Салмы.

Иной характер концентрации малых элементов отличает лептиниты гранулитовой фации. Содержание циркония в них снижается, но остается по-прежнему более высоким, чем в чешских лептинитах. Из всех групп лептинитов здесь наиболее высоко содержание Co. Для остальных же элементов Mn, Ti, Ba, Ni, Cr, V, Cu, Sc, Y отмечаются предельно низкие содержания. Такая картина связана не только с первичной лейкократовостью породы, но и, возможно, с позднейшими метасоматическими процессами, приведшими к обогащению этих пород SiO_2 (около 80%) и возникновению кварцитоподобных разновидностей. Предполагается, что это были процессы типа кислотного выщелачивания, и здесь, так же как и в других аналогичных случаях, они приводят к общему снижению содержания ряда рассеянных элементов.

Заканчивая настоящий раздел, следует подчеркнуть как наличие определенных общих геохимических черт между лептинитами Чешского массива и Карело-Кольской части Балтийского щита, так и существование особенностей, специфичных для отдельных комплексов. Различия могут быть обусловлены наложенными процессами (например, неодинаковой последовательностью метаморфических и метасоматических преобразований, разной сменой термодинамических и физико-химических условий становления в разных комплексах) и (или) могут объяснять различиями первоначального (дометаморфического) состава пород. Дальнейшие исследования помогут разрешить этот сложный вопрос.

Что касается восстановления первичной природы лептинитов по характеру концентрации в них малых элементов, то в настоящее время это затруднительно.

Петрохимия лептинитов на основе диаграммы "кварц-альбит-анортит-кал.пол.шпат" и некоторые геолого-петрологические выводы

Для гимольской серии карелид Карелии В.М. Чернов и др. (1970), используя диаграммы Ниггли и Заварицкого и диаграмму Осборна изменения $(FeO + Fe_2O_3) : (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ в зависимости от величины SiO_2, показали, что геллефлинты, порфироиды, сланцы и гнейсы, относимые ими к формациям лептитов, почти все попадают в эмпирически выделенные на этих диаграммах поля изверженных пород липарито-дацито-андези-

Таблица 5

Содержание малых элементов в лептинитах

Проба	MnO, %	TiO_2, %	Ba, %	Co	Ni	Cr	V
Л-$Б_1$	0,035	0,25	0,025	–	10	13	25
Л-$Б_2$	0,045	0,17	0,010	–	15	14	20
Л-$Б_3$	0,040	0,27	0,025	–	10	14	25
Л-Д*	0,035	0,35	0,025	–	12	14	30
1	0,065	0,05	–	–	20	16	20
18в	0,020	0,13	–	–	16	45	20
19	0,040	0,14	0,010	–	17	50	20
19г	0,040	0,14	0,010	–	19	47	25
Интервал	0,020–0,065	0,05–0,35	0–0,025	–	10–20	13–50	20–30
Среднее из 8	0,040	0,19	0,013	–	15	27	25
14	0,025	0,45	0,010	–	20	50	45
14д	0,050	0,22	0,010	22	300	400	25
9	0,060	1,10	0,100	17	35	45	65
Интервал	0,025–0,060	0,22–1,10	0,010–0,100	0–22	20–300	45–400	25–65
Среднее из 3	0,045	0,59	0,040	13	120	165	45

* Л-$Б_1$, Л-$Б_2$, Л-$Б_3$ и Л-Д – модулярные биотит-силлиманитовые лептиниты с гранатом, дистеном и ставролитом, коллекция И. Лосерта; первые 3 пробы – близ с. Бржевнице в окрестностях г. Гавличкув Брод, пр. Л-Д – близ с. Дворце; 1 – мелкозернистый дистен-гранатовый лептинит, с. Боржетице, в 10 км от г. Кутногоры; 18в – нодулярный биотит – силлиманитовый с гранатом, карьер "Пекло" близ с. Габ-

тового ряда известково-щелочной серии. Для этих пород характерно также преобладание натрия над калием.

Этот вывод о вулканогенной природе собственно лептитов карелид Балтийского щита, представленных до метаморфизма эффузивами и туфогенными породами с небольшой примесью осадочного материала, хорошо согласуется с результатами петрографического изучения слабо метаморфизованных разновидностей пород (порфироидов, геллефлинтов и др.). Сравнение химизма последних с сильно метаморфизованными породами этих формаций, не содержащих реликты магматических минералов и структур, т.е. с лептинитами типа гнейсов и сланцев, показывает слабое изменение химизма при метаморфизме и дает возможность использования петрохимических критериев для генетических выводов о природе лептинитов.

В связи с этим для тех же целей здесь мы попытаемся использовать тетрагональную диаграмму "кварц–альбит–анортит–калиполевой шпат", построенную на известных экспериментальных данных и хорошо себя зарекомендовавшую при изучении гранитоидных ассоциаций [15].

На рис. 28 видно, что собственно лептиты гимольской серии карелид Балтийского щита, т.е. слабо метаморфизованные породы явно вулканогенной природы, занимают объем кристаллизации надкотектического

Чешского массива, г/т*

Pb	Cu	Sn	Zr	Nb	Sc	Be	Y	Yb	La′	Порода
25	5	11	45	45	24	2,2	22	2,6	–	Лептиниты амфиболитовой фации
33	16	8	28	45	18	2,0	20	2,2	–	
25	8	11	50	45	23	1,7	24	2,2	–	
18	6	10	50	50	23	1,8	18	2,1	–	
30	15	–	12	–	18	2,4	17	2,0	–	
15	10	8	65	35	11	1,5	35	5,0	–	
18	7	8	40	45	14	1,3	15	2,2	–	
18	9	8	55	45	14	1,2	18	2,0	–	
15–33	5–16	0–11	12–65	0–50	11–24	1,2–2,2	15–35	2,0–5,0	–	
23	9	8	45	40	18	1,8	21	2,5	–	
–	15	7	45	–	20	3,0	20	2,1	–	Лептиниты гранулитовой фации
–	16	–	20	–	20	2,1	35	4,5	–	
12	20	–	120	45	26	2,2	55	5,0	110	
0–12	15–20	0–7	20–120	0–45	20–26	2,1–3,0	20–55	2,1–5,0	0–110	
4	17	2	60	15	22	2,4	37	3,9	37	

ры; 19 – мелкозернистый биотит-дистен-гранатовый, с. Поглед на р. Сазаве; 19г – гранат-биотит-силлиманит-дистеновый, там же; 14 – гиперстен-гранат-биотитовый, карьер в 7 км от г. Чешский Крумлов; 14д – биотит-гранатовый с дистеном, там же, 9 – гиперстен-биотит-гранатовый, карьер Зрцадлова гуть, близ г. Хвалшины. Прочерк – "нет данных".

кислого плагиоклаза, и химизм их ассоциации соответствует химизму существенно плагиоклазовых гранитоидов с отчетливым преобладанием натрия над калием (больше 2 : 1). Таким образом, можно полагать, что составы собственно лептитов, по-видимому, отвечали составам разнообразных вулканитов типа кварцевых андезитов, существенно натриевых дацитов и риолитов.

Многие из лептинитов этих структур (лейкократовые гнейсы и сланцы) имеют составы, близкие лептитам с величинами $Na_2O : K_2O$ всегда более 1. Общая направленность изменения их составов на диаграмме (рис. 28), особенно по относительному постоянству отношения щелочей, также соответствует направлению изменения составов (дифференциации) ранней интрузивной формации плагиогранитов-гранодиоритов-кварцевых диоритов [15]. О "плагиогранит-диоритовом" характере этой ассоциации также свидетельствует и значительное содержание в лептинитах нормативного анортитового компонента.

Эти данные подтверждают мнение, что среди различно метаморфизованных ранних пород карелид Балтийского щита имеется много средних и кислых вулканитов известково-щелочной серии существенно натриевого ряда. На основе геологических и петрохимических общностей сейчас можно ставить вопрос о первичной когенетичности этих лептинитов карелид

Таблица 6

Содержание малых элементов в кислых метавулканитах и

Проба	MnO, %	TiO_2,%	Ba, %	Co	Ni	Cr	V	Pb
27	0,030	1,10	0,06	20	24	140	120	14
30а	0,045	0,40	0,16	40	20	–	30	12
33	0,004	0,25	0,15	–	10	20	20	12
32	0,070	0,35	0,13	–	20	50	20	22
34	0,060	0,45	0,16	–	18	40	32	60
Интервал	0,004–	0,25–	0,06–	0–	10–	0–	20–	12–
	0,070	1,10	0,16	40	24	140	120	60
Среднее из 5	0,042	0,50	0,13	12	18	50	44	24
37	0,09	0,80	–	21	24	75	65	10
38	0,07	1,30	0,025	38	14	40	60	14
39а	0,09	1,30	0,060	22	11	30	40	–
Интервал	0,07–	0,3–	0–	21–	11–	30–	40–	0–
	0,09	1,3	0,06	38	24	75	65	14
Среднее из 3	0,08	0,80	0,028	27	16	50	55	8
28	0,025	2,2	0,14	–	16	40	25	13
29	0,068	0,16	0,25	–	17	50	15	12
Интервал	0,008–	0,16–	0,14–	–	16–	40–	15–	12–
	0,025	2,2	0,25		17	50	25	13
Среднее из 2	0,016	1,18	0,20	–	16	45	20	12

* 27 – кварцевый порфир, [12] Смркув [12] Тинец; 30а – перекристаллизованный кварцевый порфир, между г. Прачов и Свиднице; 32 – серицитизированный альбитофир, Шкровад; 33 – серицитизированный кварцевый альбитофир пос. Битовани; 34 – серицитизированный кварцитовый порфир, с. Лукавице; 37 – альбитофиро-

Таблица 7

Содержание малых элементов в лептинитах беломорского и

Проба	MnO, %	TiO, %	Ba, %	Co	Ni	Cr	V	Pb
265г	0,04	0,30	0,8	–	10	12	25	19
271–21′	0,055	0,22	0,08	60	15	20	10	15
271–25	0,035	0,3	0,11	120	–	–	6	12
271–42	0,08	0,25	0,12	–	–	–	–	–
271–44,	0,06	0,60	0,08	–	15	10	30	–
271–45′	0,04	0,35	0,055	110	23	32	55	17
271–47	0,15	0,50	0,07	–	10	10	35	–
271–49	0,11	0,55	0,09	–	22	30	90	–
326в	0,09	0,55	0,05	60	28	40	110	15
326д	0,03	0,35	0,16	65	14	21	30	21
264′	0,06	0,65	0,015	40	50	80	90	15
Интервал	0,03–	0,22–	0,015–	40–	10–	10–	6–	12–
	0,15	0,65	0,8	120	50	80	110	21
Среднее из 11	0,07	0,42	0,15	40	17	23	44	10
268г	0,11	0,08	0,16	–	–	10	–	22

субвулканических гранитах окраин Чешского массива*

Cu	Sn	Zr	Nb	Sc	Be	Y	Yb	La	Породы
15	6	160	55	22	5,5	30	3,5	80	Кислые метавулканиты Железных гор
8	–	120	–	14	2,6	22	3,2	–	
4	–	110	–	–	2,2	17	2,1	100	
18	–	180	–	14	2,3	28	3,4	90	
13	–	200	–	15	3,3	28	4,0	100	
4–	0–	110–	0–	0–	2,2–	17–	2,1–	0–	
18	6	200	55	22	5,5	30	4,0	100	
12	1	155	11	13	3,2	25	3,2	70	
20	–	110	–	25	1,8	32	3,5	–	Баррандиена
13	–	110	–	25	1,9	28	3,5	–	
12	–	80	–	20	1,8	22	3,2	–	
12–	–	80–	–	20–	1,8–	22–	3,2–	–	
20		110		25	1,9	32	3,5		
15	–	100	–	25	1,8	27	3,4	–	
10	–	120	40	10	3,0	22	2,8	100	Субвулканические граниты Железных гор
8	–	80	–	–	3,0	20	2,6	120	
8–	–	80–	0–	0–	3,0	20–	2,6–	100–	
10		120	40	10		22	2,8	120	
9	–	100	20	5	3,0	21	2,7	110	

вый пирокластик, карьер Давле; 38 – кварцевый альбитофир, плотина Штеховице; 39а – кварцевый порфир, плотина Слапи; 28 – биотитовый порфировидный гранит, плотина Кржижановице; 29 – биотитовый гранит с гранофировой структурой, г. Прачов.

порьегубского комплексов Балтийского щита, г/т*

Cu	Sn	Zr	Nb	Sc	Be	Y	Yb	La	Породы
12	–	350	45	13	3,6	25	3	140	Лептиниты амфиболитовой фации
13	–	520	25	–	2,8	35	10	100	
3,5	10	700	40	–	3,5	100	20	140	
10	–	600	45	–	4,5	90	9	120	
30	–	600	45	14	4,5	60	4,8	80	
20	–	160	–	–	2,3	–	–	–	
10	–	1000	45	14	4,5	90	8,5	75	
30	–	900	50	17	5,0	80	9,0	110	
15	–	–	–	22	2,8	20	3,5	320	
15		280		–	2,7	16	3,0	110	
20	–	280	–	18	3,0	17	3,0	–	
3,5–	0–	160–	25–	13–	2,7–	16–	3–	75–	
30	10	1000	50	22	5,0	100	20	320	
16	–	490	25	9	3,6	48	6,7	109	
4	–	50	–	9	2,6	22	2,7	–	

Таблица 7 (окончание)

Проба	MnO, %	TiO, %	Ba, %	Co	Ni	Cr	V	Pb
269б	0,05	0,10	0,015	–	7	10	–	–
269м	0,045	0,13	0,045	140	15	21	10	13
303ж	0,03	0,025	0,01	90	16	17	7	13
311в	0,03	0,08	0,01	140	8	13	7	–
Интервал	0,03–0,11	0,025–0,13	0,01–0,16	90–140	7–16	10–21	7–10	13–22
Среднее из 5	0,053	0,08	0,05	75	9	12	5	10

* 271–21′, 271–25, 271–42, 271–44, 271–45′, 271–47 и 271–49 – Широкая Салма; 264′, 326в и 326д – о-в Еловый; 265г – о-в Анисимов; 269б, 269м, 303ж, 311в – губа Костариха; 268г – Таргуба.

с ранними интрузивными плагиогранитоидами – гипабиссальными аналогами вулканитов.

В карельских структурах Балтийского щита калиевые разности лептинитов нехарактерны и встречаются редко в виде калиевых геллефлинт и их изменений в кварцево-серицитовые сланцы (4 точки на рис. 28). Сказать что-либо определенное о генезисе этих пород сейчас нельзя. Представляется ясным лишь то, что по разбросу точек их составов на диаграмме их трудно связывать генетически друг с другом и с отчетливо преобладающими вулканитами натриевого ряда.

В рамках проведенного исследования 17 анализами был изучен химизм лептинитов амфиболитовой (8 ан.) и гранулитовой (6 ан.) фаций регионального метаморфизма беломорид, а также 3 породы ортогнейсового состава, образованные при метаморфизме архейских раннескладчатых интрузивных гранодиоритов этой структуры.

На рис. 29 видно, что как и в лептитах карелид, общая направленность изменения составов лептинитов амфиболитовой фации беломорид сопоставима с направлением дифференциации интрузивных гранитоидов с примерно постоянным отношением Na_2O и K_2O, обычно равным или больше 2 и всегда большим, чем 1. Ортогнейсы по ранним гранодиоритам имеют составы, аналогичные вмещающим лептинитам. Таким образом, видимо, и в этих архейских лептинитах мы встречаемся со случаем комагматической кислой вулкано-плутонической известково-щелочной серии пород существенно натриевого ряда.

Относительно лейкократовые гнейсовые породы (лептиниты) гранулитовой фации Беломорья располагаются в двух участках диаграммы (рис. 29). С одной стороны 4 анализа характеризуют собой очень кислые породы, с другой – 2 анализа отвечают породам среднего состава. Интересно, что и те и другие имеют примерно равные отношения Na_2O и K_2O (более 2).

И. Лосерт [41] для лептинитов амфиболитовой фации метаморфизма молданубикума Чешского массива на известных диаграммах Деляроша [28] и Г. Винклера [2] показал, что эти породы преобладанием калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1{,}2–1{,}9$), величинами ($SiO_2 + K_2O + Na_2O + Al_2O_3$),

Cu	Sn	Zn	Nb	Sc	Be	Y	Yb	La	Породы
15	–	200	–	14	2,7	30	4,5	–	Лептиниты гранулитовой фации
13	–	220	25	17	2,2	32	5,5	–	
9	–	60	–	–	2,2	–	–	–	
3	–	140	20	20	2,0	20	3,0	–	
3–15	–	50–220	20–25	9–20	2,0–2,7	20–32	2,7–5,5	–	
9	–	130	9	12	2,3	21	3,1	–	

большими, чем (Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO + TiO_2), низким содержанием кальция и избытком алюминия близки составам риолитовых туфов и туффитов и отличны от составов аркозовых пород.

На рис. 30 также видно, что эти лептиниты занимают четко ограниченные и компактные объемы гранитной системы. Ассоциация их приурочена к анхикотектическим элементам этой системы и соответствует свекофеннской ассоциации (формации) существенно микроклиновых гранитов кристаллических щитов [15]. Этими характеристиками достаточно убедительно намечается первично-магматогенная природа этих лептинитов. При этом своей явно большой калиевостью (Na_2O/K_2O = 0,5–1,3) эти лептиниты четко отличаются от лептинитов беломорид и карелид, но кажутся сопоставимыми с лептинитами свекофеннид.

Среди последних в Северной Швеции (район Кируна) описываются типичные лептиты с реликтовыми признаками сиенит-порфиров, кварцевых порфиров, туфов, туфо-конгломератов и туфолав липаритового и трахилипаритового состава. Известны и лептитовые гнейсы–изохимические глубинные метаморфические породы по этим вулканогенным образованиям.

В северо-западной Швеции (район Шелефтео) нижний горизонт лептитовой формации сложен, преимущественно, метаморфизованными натриевыми вулканитами, а верхний вулканитами главным образом калиевого состава.

В Центральной Швеции (район Северного Уиланда) лептитовая толща состоит из серых натриевых метавулканитов, красных калиевых и переходных (метадацитов, метаандезитов).

В Южной Финляндии (районы Ориярви, Кисло) преобладают сильно метаморфизованные лептиты, толщи которых, как полагают, представляют собой чередование метаандезитов (темные гнейсы с биотитом и роговой обманкой), метадацитов (серые существенно плагиоклазовые лептиты) и металипаритов-риолитов (лептиты и геллефлинты с микроклином).

Как видно из этих кратких описаний, в структурах свекофеннид состав вулканитов, преобразованных в лептиты, очень разнообразен. Здесь много и натриевых, и калиевых вулканитов, в том числе и щелочной, тра-

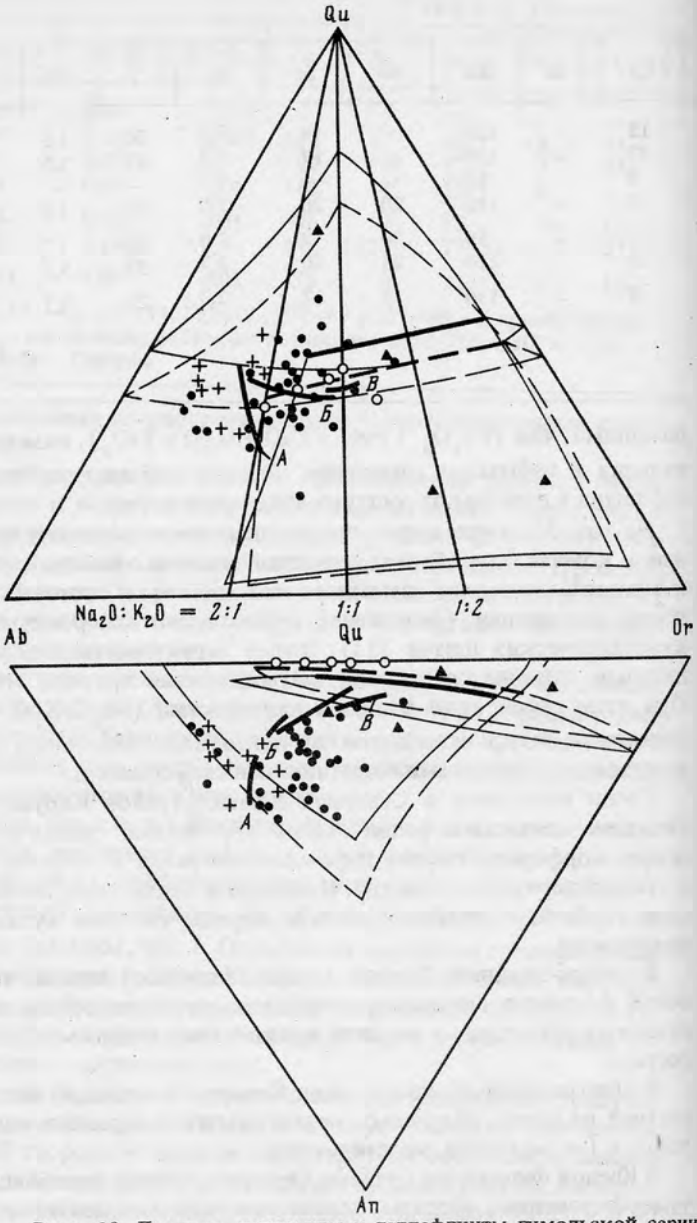
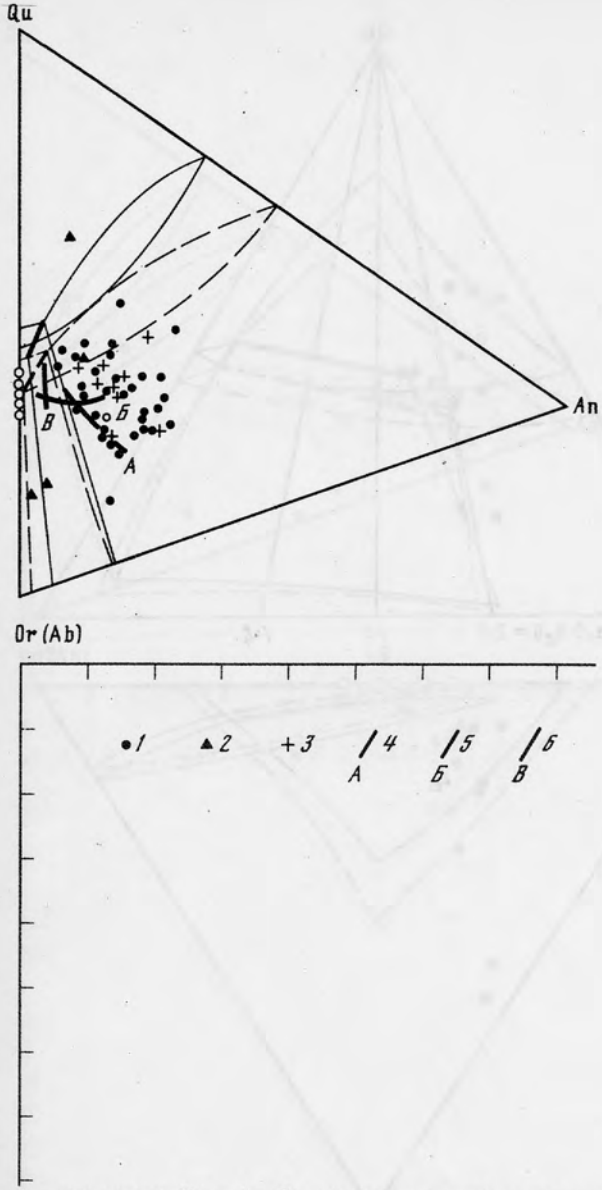
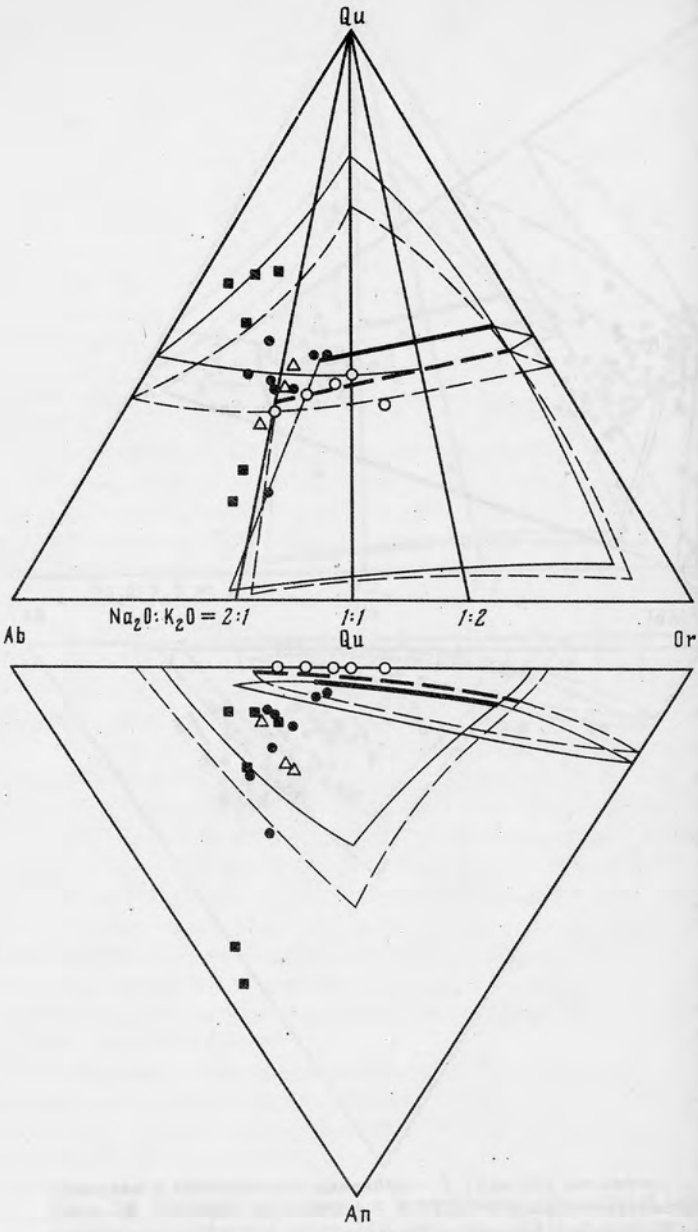


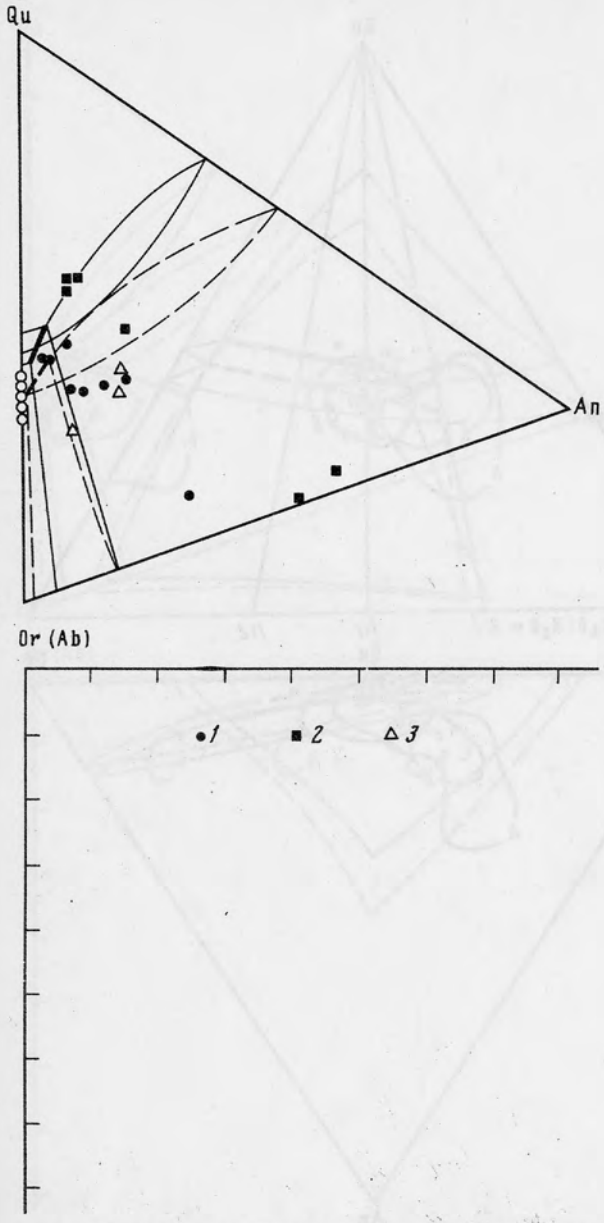
Рис. 28. Лептиты, лептиниты и геллефлинты гимольской серии карелид Балтийского щита (45 хим. ан., [19]) в расчетах на нормативные компоненты на проекциях гранитной системы [15]. Поверхности кристаллизации и линии "тройной" котектики при P_{H_2O} = 0,5 кб (1) и P_{H_2O} = 3 кб (2); о–о – точки минимума *M* системы или точки совместной кристаллизации кварца и самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов в условиях солидуса при P_{H_2O} от 0 до 3 кб



1 – лептиниты (32 ан.); *2* – калиевые геллефлинты и кварцево-серицитовые сланцы (4 ан.); *3* – лептиты (9 ан.); *4 – А* – главное направление изменения составов ранних интрузивных плагиогранитов-гранодиоритов – кварцевых диоритов; *5 – Б* – главное направление изменения составов ультраметаморфических плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов; *6 – В* – главное направление изменения составов интрузивных существенно микроклиновых гранитов, *4–6* – из кн. [15]



Р и с. 29. Лептиниты амфиболитовой и гранулитовой фации и ортогнейсы по гранодиоритам в беломоридах Балтийского щита
1 – лептиниты амфиболитовой фации (8 ан.); *2* – лептиниты гранулитовой фации (6 ан.); *3* – ортогнейсы по гранодиоритам (3 ан.)



хитовой тенденции. Это видно и на рис. 31, где представлены 9 характерных анализов лептитов по сиенит-порфирам и кварцевым порфирам из районов Северной и Средней Швеции.

Сопоставление калиевых разновидностей этих лептинитов (Na_2O : K_2O менее 1) с чешскими лептинитами показывает, что шведские поро-

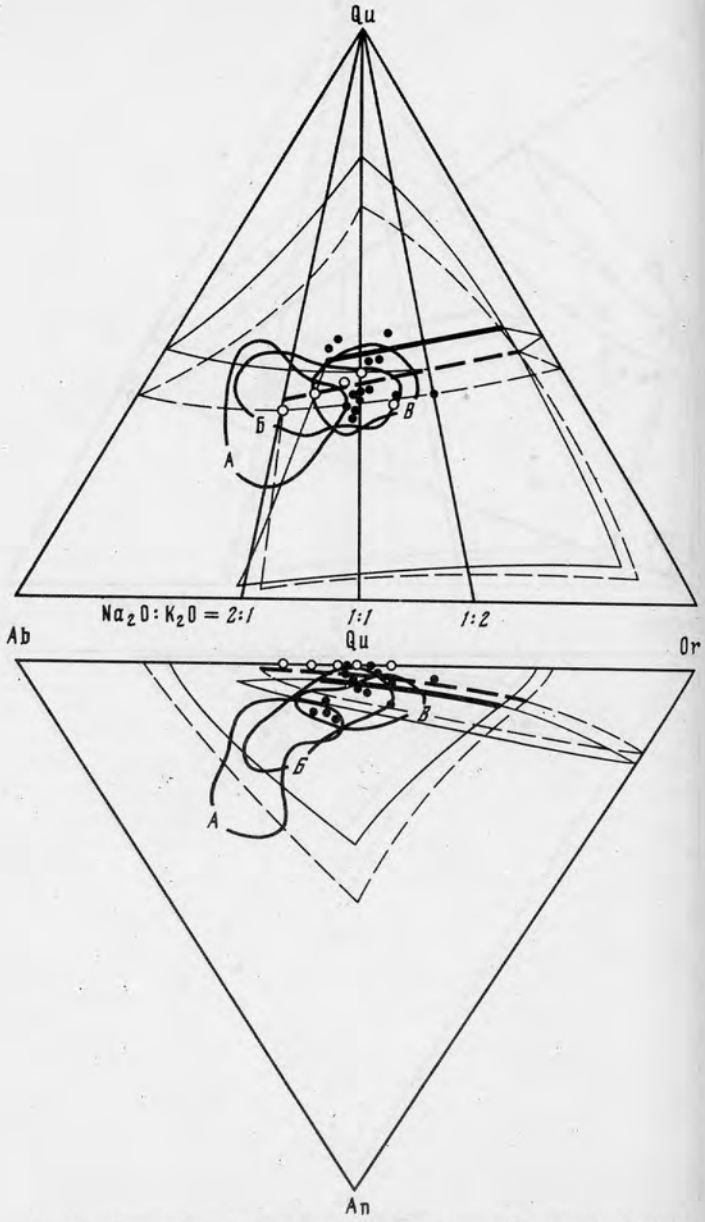
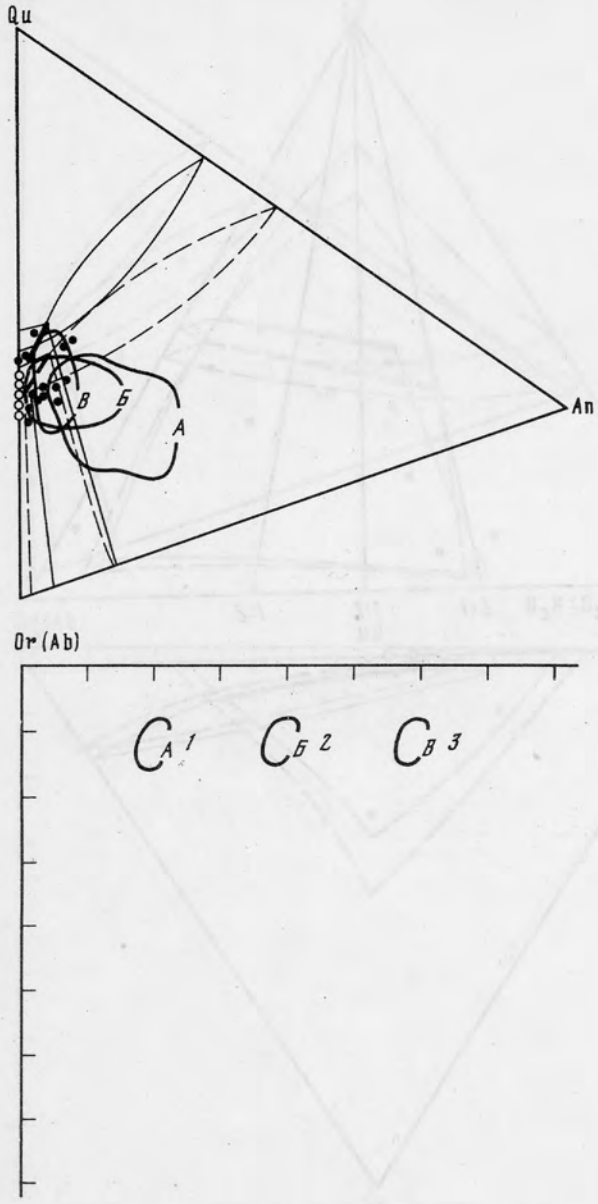


Рис. 30. Лептиниты амфиболитовой фации Чешского массива (16 ан.)

1 – А – проекции объема составов ранних интрузивных плагиогранитов – гранодиоритов – кварцевых диоритов; *2 – Б* – проекции объема составов ультраметаморфических плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов; *3 – В* – проекции объема составов интрузивных существенно микроклиновых гранитов (из работы [15]; объемы включают 75% анализов ассоциаций)



ды с такими соотношениями щелочей всегда имеют большую общую сумму щелочей и принадлежат породам субщелочной серии (трахилипаритовой). Лептиниты Чешского массива, как было показано, относятся к породам известково-щелочной серии, не имеют вещественных аналогов среди карельских лептитов Балтийского щита, но хорошо вещественно

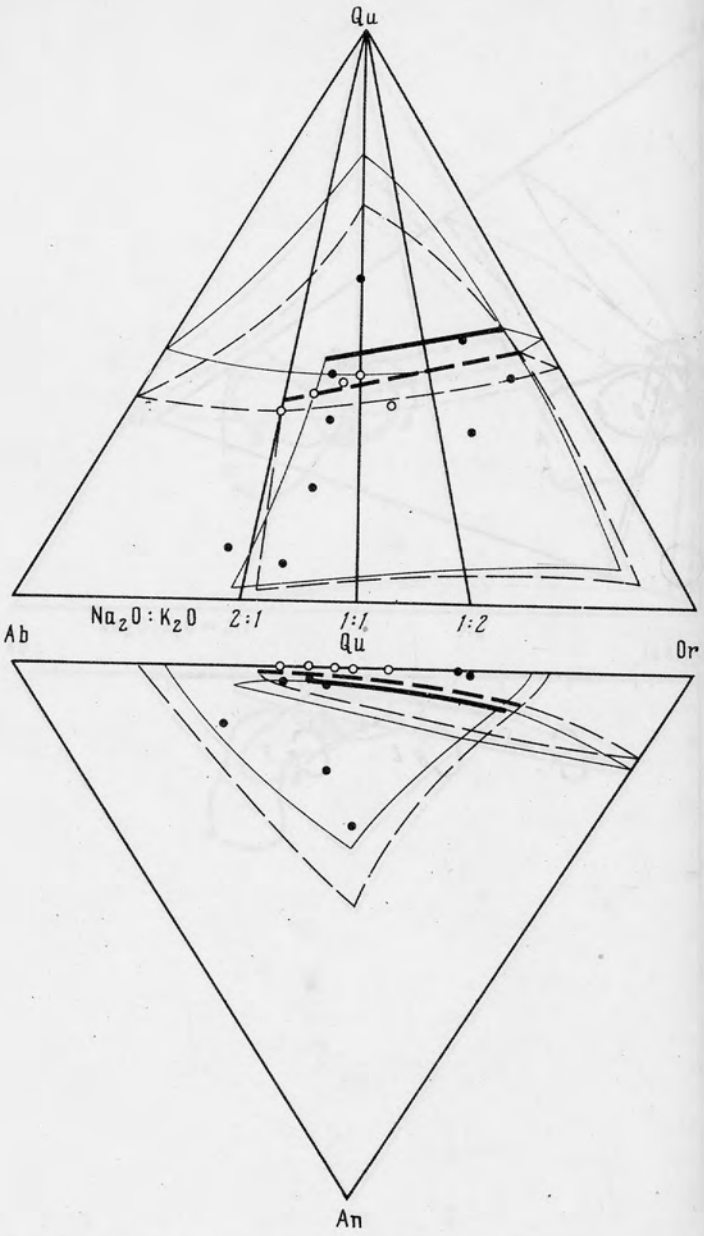
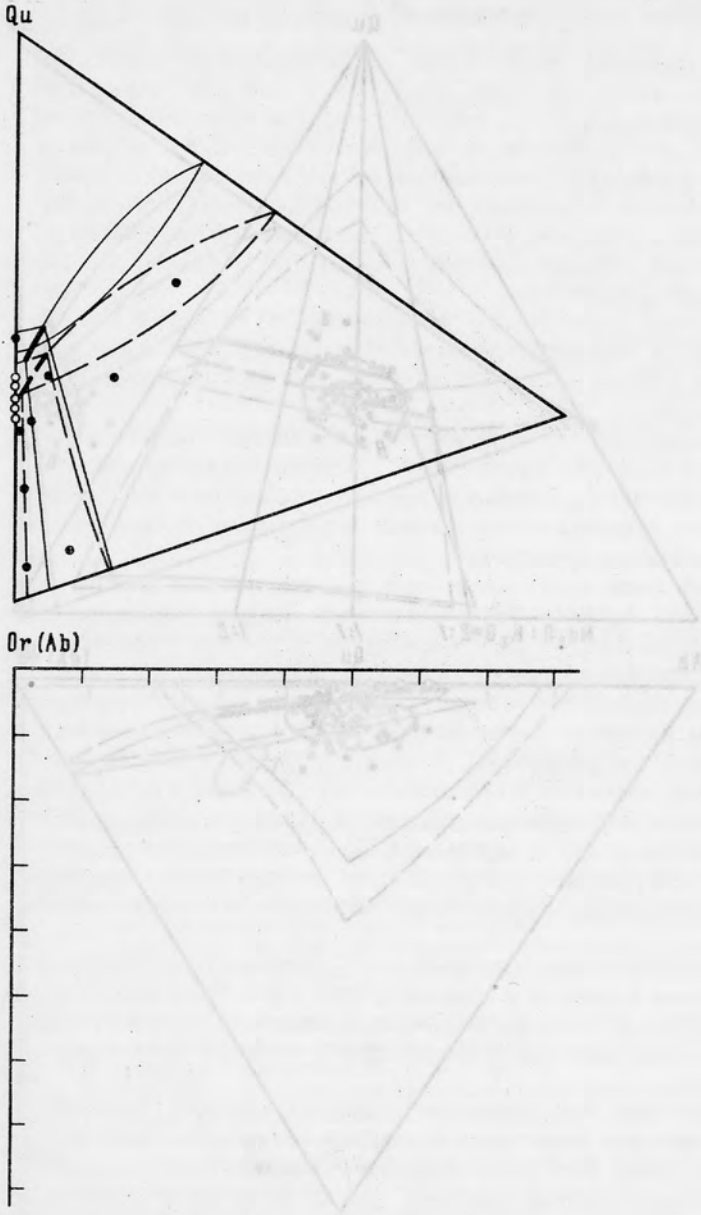


Рис. 31. Лептиты свекофеннид Северной и Средней Швеции
Условные обозначения см. рис. 28



сопоставимы с плутонической свекофеннской ассоциацией существенно микроклиновых гранитов.

Очень показательно, что и лептиниты гранулитовой фации Чешского массива (рис. 32), в целом, обладают такими же химическими характеристиками. Все это находится в согласии с гипотезой Ф.П. Митрофанова,

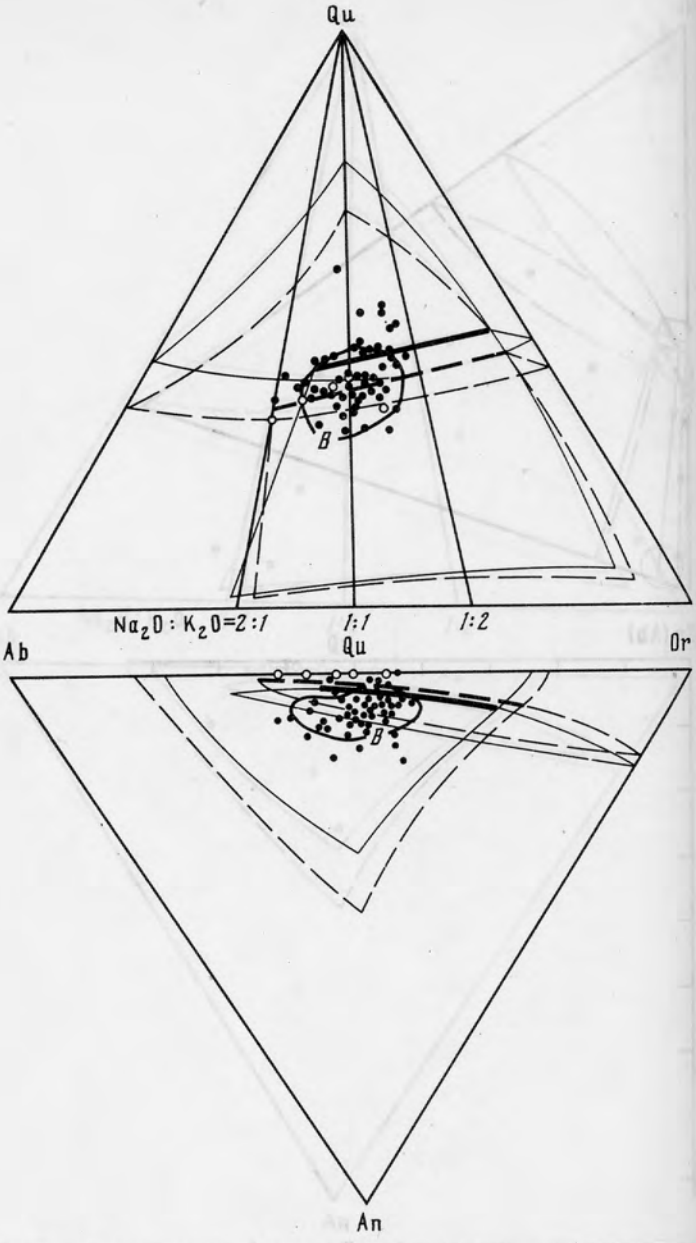
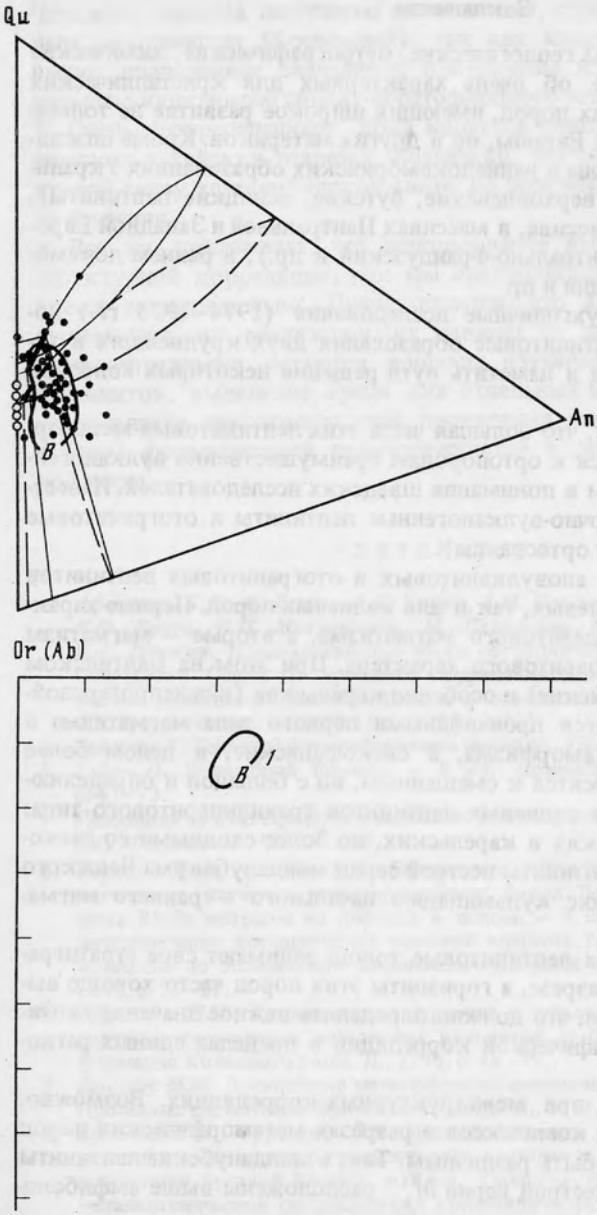


Рис. 32. Лептиниты гранулитовой фации Чешского массива (51 ан.)

1 – B – проекции объема составов интрузивных существенно микроклиновых гранитов



который для таких существенно калиевых кислых магм раннедокембрийских гранитов и когенетичных с ними вулканитов предполагает очень глубинные уровни генерации расплава, соответствующие глубинам самых нижних частей гранулитового слоя [15] и с аналогичной гипотезой, высказанной еще в 1965 г. В. Зоубеком для молданубских лептинитов (”гранулитов”).

Заключение

Выше были приведены геологические, петрографические, химические и геохимические данные об очень характерных для кристаллических комплексов лептинитовых пород, имеющих широкое развитие не только в докембрийских толщах Европы, но и других материков. Кроме описанных регионов, они известны в раннедокембрийских образованиях Украинского щита (конкские, верховцевские, бутские, осницкие лептиниты), в разрезах Родопского массива, в массивах Центральной и Западной Европы (Арморикансний, Центрально-Французский и др.), в раннем докембрии Канады, Африки, Индии и пр.

Наши совместные двухгодичные исследования (1974–1975 гг.) позволили сопоставить лептинитовые образования двух крупнейших и типичных структур Европы и наметить пути решения некоторых вопросов их геологии и генезиса.

Кажется несомненным, что большая часть этих лептинитовых метаморфических пород относится к ортопородам преимущественно вулканогенного типа, т.е. к лептитам в понимании шведских исследователей. Известны такие первично осадочно-вулканогенные лептиниты и отогранитовые лептиниты (ортогнейсы и ортосланцы).

Когенетическая связь аповулканитовых и отогранитовых лептинитов намечается как для натриевых, так и для калиевых пород. Первые характеризуют проявления андезитового магматизма, а вторые – магматизм липаритового и трахилипаритового характера. При этом на Балтийском щите беломорские (архейские) и особенно карельские (нижнепротерозойские) лептиниты являются производными первого типа магматизма и раннеинверсионного метаморфизма, а свекофеннские, в целом более поздние лептиниты, относятся к смешанным, но с большой и определяющей ролью в их составе калиевых лептинитов трахилипаритового типа. Отличными от беломорских и карельских, но более сходными со свекофеннскими, являются лептиниты пестрой серии молданубикума Чешского массива, характеризующие кульминацию начального – раннего магматизма.

Во многих структурах лептинитовые толщи занимают свое стратиграфическое положение в разрезе, а горизонты этих пород часто хорошо выдержаны по простиранию, что должно определять важное значение лептинитов для литостратиграфической корреляции в пределах единых региональных структур.

Иначе обстоит дело при межструктурных корреляциях. Возможно, что место лептинитовых комплексов в разрезах метаморфических пород разных структур может быть различным. Так, в молданубские лептиниты (кислые вулканиты) "пестрой серии M_2^1" расположены выше амфиболитов (базитов) "монотонной серии M_1^2". В карелидах первые лептиты "сланцево-лептитового комплекса (формации)" появляются уже в основании разреза по простиранию, сменяясь местами метаморфизованными спилит-диабазами. Правда, и здесь основная масса лептитов "лептито-порфирового комплекса (формации)" появляется во второй снизу стратиграфической группе карельских разрезов. В Баррандовом протерозое

Чешского массива лептиниты не являются, строго говоря, самостоятельным комплексом (формацией), так как кварцевые кератофиры здесь имеют подчиненное значение и приурочены к базальным эвгеосинклинальным вулканитам спилит-кератофирового типа.

Очень неопределенным пока является положение лептинитов в беломорских архейских разрезах. Возможно, что они и здесь приурочены ко второй снизу хеталамбинской свите, но этот вопрос требует еще серьезного изучения.

Все это показывает, что использование лептинитов для целей межструктурной корреляции, как мы предполагаем, реже [1], в настоящее время затруднительно. Представляется, что возможности такого рода существуют, но реализация их зависит от дальнейших исследований. Первоочередными остаются вопросы изучения вещественного состава лептинитов, выделение среди них отдельных комплексов и формаций, установление закономерностей проявления лептинитов разного состава (разной формационной принадлежности) в различных структурах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д., К. Бенеш, А.К. Бойко, А.М. Борсук, В. Зоубек, Л. Каменецкий, К.О. Кратц, Ф.П. Митрофанов, М. Паливцева, Н.П. Семененко, Б. Цамбел, К.А. Шуркин.* Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой. – Изв. АН СССР, сер. геолог., 1973, № 11, с. 3–14.
2. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород М., 1969, с. 247.
3. *Гейер П.* Докембрий Швеции. – В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 47–73.
4. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, с. 128.
5. *Горохов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Лобач-Жученко С.Б.* Геохронологическое изучение метаморфических пород Восточной части Балтийского щита Rb/Sr методом на породах в целом. – В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. Тезисы докладов XVI сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1969, с. 26–27.
6. *Горяинов П.М.* Геологическое строение и условия образования Комсомольского месторождения железистых кварцитов. – В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского п-ова. Л., 1970, с. 16–39.
7. *Ефимов М.М.* Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 206–210.
8. *Ефимов М.М., Турченко С.И.* Метаморфогенное сульфидное оруденение Кандалакшско-Колвицкого гранулитового комплекса (в связи с прогнозом металлоносности Русской плиты). – В кн.: Геология, формац. анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. (Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР). Воронеж, 1972, с. 130–131.
9. *Кратц К.О., Чернов В.М.* Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. – В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 5–21.
10. *Крылова М.Д., Галибин В.А.* Хром и никель в гиперстене как показатель первичной природы пород основного состава. – Геохимия, 1976, № 1.

11. *Крылова М.Д., Приняткина Л.А.* Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гнейсах Порьей губы. – ДАН, 1976, № 1.
12. *Машка М.* Основные особенности структуры и развития Чешского массива. – В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии, 1963, с. 19–35.
13. *Машка М., В. Зоубек.* Область варисцийской мезиторной глыбы. – В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии, 1963, с. 35–64.
14. *Полканов А.А.* Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелий или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. – Труды XVII сессии МГК, М., 1939, т. II.
15. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., 1975, с. 292.
16. *Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И.* Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутоварской зоны (Южная Карелия). – В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии, Петрозаводск, 1974, с. 15–21.
17. *Робонен В.И., Чернов В.М.* Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты. – В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974, с. 116–122.
18. *Тимофеев Б.В.* Микропалеофиболотические исследования древних свит. – М.-Л., 1966, с. 177.
19. *Чернов В.М.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1964.
20. *Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970, с. 284.
21. *Шуркин К.А.* Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5–59.
22. *Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В.* Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., 1962, с. 306.
23. *Bubnoff V.S.* Einführug in die Erdgeschihte. Berlin, 1956, 808 p.
24. *Čech V.* et al. Vysvětlivky k přehledně geologické mapě 1 : 200 000 M-33XVII České Budějovice a M-33 Vyšši Brod. Praha, 1962, 1–191.
25. *Cogné J., J.P.v. Eller.* Défense et illustration des termes leptynite et granulite en petrographie des roches métamorphiques. – Bull. Serv. Carte géol Als. Lorr., Strasbourg, 1961, **14/11**, 41–59.
26. *Davoine P.* La distinetion géochimique ortho-para des leptynites. – Bull. Suc. fran. Minér. Cristall. 1969, **92**. 59–75.
27. *De la Roche H.* Sur l'existence de plusieurs facies géochimiques dans les schistes paléozoiques des Pyrenées luchonnaises. – Geol. Rundsch. 1965, **55**, 274–301.
28. *De la Roche H.* Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniqies et sédimentaires; Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. – C.R. Acad. Sci., Paris, 1968, **267**, Ser. D, 39–42.
29. *Dudek A., Fediuk F.* Zur Altersfrage der Metamorphose im barrandienischen Proterozoikum. – Geologie, 1955, N 4, 397–403.
30. *Fediukova E., Fediuk F.* Moldanubian granulites of the Písek-Týn area. – Acta Univ. Carol., Geologica, Hejtman vol.; 1971, 25–47.
31. *Fediukova E., Fediuk F.* Low-pressure remetamorphism of granulite and orthogneiss complexes in the Křistanov and Prachatice Massifs (southern Bohemia). – Mineralogical Mag., 1974, **39**, 612–613.
32. *Hedberg H.* et al. The international Guide to stratigraphie classification. terminology and usage. – Iut Subcom. on Strat. classification, Lethaia, 1972, N 3, 282–323.
33. *Jakeš P.* Distribution of the granulites within the Bohemian Massif and theur petrological features. – Spec. Publs, geol, Soc. Aust. 1969, **2**, 269–277.
34. *Kodym O.* ml. Vltavsko-dunajska oblast (molanubikum). – In Regionál-ni geologie CSSR 1/1, Praha, 1964, 43–70.
35. *Kodym O., Fediuková E., Schovánek P., Mottlová L., Fiáková O.* Zpráva o zpracování strukturního vrtu H–L v Holubově v letech 1966–1968. Geogond, Praha. Nepublikovana zpráva, 156 p., 1968.

36. *Kodym O.* et al., Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000 M-33 XXXIII, Vyšší Brod., Praha, 1962, 1–191.
37. *Konzálová M.* Acrytarchs from the Bihemian Precambrian (Upper Proterozoic) and Lower, Middle Cambrian. – Review of Palaeobotany and Palynology, Amsterdam, 1974, 18, 41–56.
38. *Koutek J.* Granulity (leptynity) a "granulity?" v Kutnohorském krystaliniku.– Zprávy geol. Výzk. v.r. 1966, 36p.
39. *Lasnier B., Leyreloup A., Marchand J.* Découverte d'un pgranité "charnockitique" au sein de "gneiss aillés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricain métidional (France). – Contr. Miner. and Petrol. 1973, 41, 131–144.
40. *Leibling F.* Granulite an der Eger. 1908, 30p.
41. *Losert J.* Contribution to the problem of the pre-Assyntian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. – Krystalinikum, 1967, 5, 61–84.
42. *Losert J.* On the volcanogeneous origin of some Moldanubian leptynites. – Krystalinikum; 1971, 7, 61–84.
43. *Magnusson N.H.* The origin the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations. Part 1. Stockholm, 1970.
43a. *Maška M., Zoubek V.* The region of the Moldanubian elevation. – In T. Buday et al.: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, 1960, 25–51.
44. *Matějovská O.* Composition of coexisting garnet and biotite from some granulites of Moldanubicum, Czechoslovakia. – N.Jb. Miner. 1970, 6, 249–263.
45. *Matějovská O.* Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšť and Oslavou. – Krystalinikum, 1967, 5, 85–103.
46. *Nockolds S.R.* Average chemical compositions of some igneous rocks. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, 1007–1032.
47. *Paclotová B.* K otázse ctáří proterozoika Českého masívu a vzniku buližníku. – Korelace priterozoických a paleozoických stratiformnich ložisek (11), Ustav geol. Věd PřFUK, Praha, 1974, 133–142.
48. *Paris K.* Horniny a granáty Kutnohorského krystalinika. Nepublikovaná diplomová práce, PFKU, Praha, 1970, 49p.
49. *Potický J.* Příspevěk ke studiu granulitovych hornin moldanubika (část II.). – Sbor. věd. praci Vysoké školy báňské v Ostravě. 1971, 17, 1, 35–51.
50. *Röhlich P.* Petrografické poměry v severni části jilovského pásma.–Sbor. geol. Ved., 1972, C 22, 7–64.
51. *Röhlich P., Fediuk F.* Profil barrandienskym algonkien zižně od Prahy. – ÚÚG–NCSAV, Praha, 1964, 126p.
52. *Suk M.* Reconstruction of the mantle of the Crntral Bohemian Pluton. – Čas. Min. Geol. 1973, 18, Nr 4, 345–363.
53. *Vachtl J.* Subvulkanity hlenecké zony v části Zeleznych hor-časopis pro mineralogiv a geologii, 1972, voč 17; c. 3.
54. *Vajner V.* Geologicko-petrografické poměry lišovského granulitu. – Sbor. geol. ved. Geologie, rada G, Praga; 1964, 6, 65–87.
55. *Veselá M.* On the stratigraphical position of granulites in the Moldanubicum. – Krystalinikum, 1967, 5, 137–152.
56. *Veselá M.* Geologické mapování na listu 1 : 50 000 Jihlava. – Nepublikovaná zpráva, Geofond, Praha, 1970.
57. *Viswanathan M.N., Tareen J.A., Satish P.N.* A note on the origin of leptynites. – Curr. Sci (India), 1975, 44, N 3, p.p 87–89.
58. Zoubek V. Poznámky k otázce skarnů, granulitů e jihočeských grafitovych ložisek. – Sbor. Stát. geol. Úst. 1946, 13, 483–498.
59. *Zoubek V.* Geologické podklady k projektu údolní přehrady na Vltavě u Zlakovic. – Geotechnika, UUG, 1953, 15, 123p.
60. *Zoubek V.* Moldanubikun und seine Stellung im geologischen Bau Europas. – Freiberger Forschungshefte, 1965, H. C-190, 129p.
61. *Zoubek V.* Některé kritické problémy krystalinika Českého masivu. – Čas. min. geol. 1967, 12, N 2, 151–155.

62. *Zoubek V.* Magmatisme initial – un moyen inportant pour developpen la lithostratigraphie et corrélation des complexes azoiques Precamnrien des zones mobiles de l'Europe, Conf. Liblice 1972, Praha, 1974, 341–344.
63. *Zoubek V.* Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de L'Europe centrale et occidentale. – Ditto, 33–62.
64. *Zoubek V.* Quelques problems et rasultats de la correlation geologique du socle precambrien de L'Europe varisque et alpine. – Notes Serv. geol. Maroc, (Rabat), N 236 et Coll. intern. CNRS (Paris), 1972, N 192, 177–192.
65. *Zoubek V.* Quelques problemes généraux du Precambrien de la zones varisque de L'Europe. – Coll. Intern. La chaine varisque d'Europe moienne et oxidentale, "Rennes", 1974 (1976).

В. ЗОУБЕК, И.М. ГОРОХОВ, Н.Н. МЕЛЬНИКОВ, В.П. ЧЕКУЛАЕВ, Э.С. ВАРШАВСКАЯ

Rb-Sr ВОЗРАСТ ПОРОД КАПЛИЦКОЙ ГРУППЫ МОЛДАНУБИКУМА В ЮЖНОЙ ЧЕХИИ

Введение

Бóльшая часть Чешского массива расположена на территории Чехословакии, остальная – в пределах соседних областей Австрии, ФРГ, ГДР и Польши. В южной части массива обнажен комплекс кристаллических пород, метаморфизованных в условиях высоких и средних ступеней регионального метаморфизма. Этот комплекс известен под названием молданубикум.

Вопрос о возрасте исходного материала пород молданубикума, а также возрасте их регионального метаморфизма и складчатости является одной из основных и наиболее дискуссионных проблем геологии Чешского массива. Ряд авторов предполагает, что прогрессивный региональный метаморфизм молданубских гнейсов и кристаллических сланцев был доассинтским, возможно, архейским [27], либо ранне- или среднепротерозойским [21, 36,2, 16 и др.]. В то же время многие исследователи [10, 20, 28–32] считают молданубикум более высокометаморфизованным эквивалентом "альгонка" (верхнего протерозоя), причем время метаморфизма рассматривается как совпадающее с ассинтской (кадомской, байкальской) складчатостью. Наконец, существует мнение и о накоплении пород молданубикума в раннепалеозойское время с последующим герцинским метаморфизмом [15, 17, 19, 25], который большинством ранее перечисленных авторов считается наложенным и связанным во времени с внедрением герцинских гранитных плутонов.

Геохронологические данные, полученные различными изотопными методами, определенно указывают на полиметаморфическую историю пород молданубикума. Анализ циркона из ортогнейсов баварской части молданубикума привел к значению U-Pb возраста 550 млн. лет [12]. Rb-Sr анализы пород в целом, выполненные для мигматизированных и немигматизированных орто- и парагнейсов той же области [12–14], говорят об интенсивном "каледонском" метаморфизме в период 460–500 млн. лет назад[1]. Такой же результат получен Rb-Sr методом по породам в целом для гранулитов, "гфельских" гнейсов и ортогнейсов молданубикума на территории Австрии [5, 6]. В то же время Rb-Sr и K-Ar возрасты биотитов и K-Ar возрасты роговых обманок, бóльшая часть которых находится в интервале 293–345 млн. лет [9, 17, 11, 6, 12], дают основания полагать, что последний этап регионального (?) метаморфизма в районе молданубикума протекал в герцинское время.

Как видно из обзора опубликованных данных, все результаты, отражающие догерцинскую историю молданубикума, были получены до сих пор лишь в окраинных частях Чешского массива, тогда как на территории

[1] Все опубликованные значения возрастов пересчитаны в настоящей работе с учетом принятого значения константы распада $Rb^{87}\lambda = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$.

Чехословакии, где геохронологическая работа проводилась с использованием только K-Ar метода [24], подавляющее большинство возрастных значений соответствовало интервалу, характерному для герцинской орогении. Поэтому применение Rb-Sr метода, хорошо зарекомендовавшего себя в ряде полиметаморфических регионов, также и на площади чешского молданубикума казалось перспективным для изучения метаморфической истории всего Чешского массива и возможности корреляции метаморфических событий в различных его частях.

Геологический очерк

Из-за сложности тектонической картины и метаморфического развития, а также отсутствия конгломератов и органических остатков стратиграфическое расчленение пород молданубского комплекса представляет сложную проблему. Детальный анализ различных точек зрения на строение молданубикума не входит в задачи настоящей работы. Выше, в статье В. Зоубека с соавторами приводится основная стратиграфическая схема, предложенная недавно одним из авторов, а здесь мы охарактеризуем только верхнюю каплицкую группу молданубикума "Мз".

Миогеосинклинальная (флишевая) каплицкая группа "Мз" (название по горе Каплице в Южной Чехии) сложена типичным флишоидным чередованием метаграувакк и подчиненных метапелитов. Породы представлены слюдяными сланцами, содержащими биотит, мусковит, плагиоклаз, кварц, встречаются также андалузит, ставролит, кианит, гранат. В зоне постепенного перехода к биотит-силлиманитовым парагнейсам "пестрой группы" и в контактовом ореоле гранитоидов Центрально-Молданубского плутона появляется силлиманит [8].

Породы каплицкой группы казались наиболее интересными для геохронологического изучения в связи с их особым положением в молданубском комплексе, отражающим, вероятно, миогеосинклинальный ("флишевый") этап начальной стадии образования молданубской геосинклинали. По характеру первичной литологии и метаморфизма породы каплицкой группы могут быть сопоставлены с породами серии "Краловского гвозда" Чешско-Баварской пограничной области, которой ряд чешских и немецких авторов приписывают позднепротерозойский или раннепалеозойский возраст. Тем не менее большинство чешских геологов включает каплицкую группу в молданубскую "надгруппу", хотя некоторые авторы на основании результатов структурно-метаморфического анализа предполагают, что осадконакоплению каплицкой группы предшествовало складкообразование, которое охватило более древние молданубские породы.

Образцы метапелитов каплицкой группы были взяты вблизи гг. Чески Крумлов и Рожмберк, на левом берегу р. Влтавы. Места взятия образцов были разделены расстояниями порядка десятков и сотен метров. Состав метапелитовых прослоев вкрест простирания пород непостоянен, что отражается в минералогическом составе исследованных пород. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика проанализированных образцов.

Обр. 28–Че. Двуслюдяной сланец с андалузитом. Мусковит и биотит слагают основную массу породы, присутствуют примерно в равном количестве и ориентированы параллельно сланцеватости. В значительном количестве присутствует андалузит, который замещается агрегатом мелких чешуек мусковита. Встречаются единичные зерна ставролита. Кварц преобладает над плагиоклазом, который представлен олигоклазом (№ 16–17).

Обр. 30-Че. Мелкозернистый биотитовый сланец с преобладанием кварц-плагиоклазового материала. Плагиоклаз, представленный андезином (№ 38), иногда обнаруживает зональное строение. В незначительном количестве присутствует хлорит, развивающийся по биотиту.

Обр. 32-Че. Мелкозернистый двуслюдяной сланец. Биотит и мусковит образуют мелкие чешуйки, ориентированные параллельно сланцеватости. По количеству кварц преобладает над плагиоклазом, который иногда образует более крупные зерна и представлен андезином (№ 38).

Обр. 33-Че. Двуслюдяной сланец. Биотит и мусковит слагают примерно половину породы. Кварц преобладает над плагиоклазом, представленным альбит-олигоклазом. Порода смята в мелкие складки, в соответствии с которыми меняются ориентировка чешуек мусковита и биотита. По последнему развивается хлорит.

Обр. 35-Че. Двуслюдяной сланец с гранатом. Мусковит и биотит слагают основную массу породы, смятой в микроскладки, изгибающие чешуйки биотита и мусковита. Вдоль осевых поверхностей микроскладок образуется кливаж скалывания, к плоскостям которого приурочена основная масса хлорита, развивающегося по биотиту и гранату. Зерна кварца в отличие от плагиоклаза (олигоклаз № 18–19) гранулированы, особенно в замковых частях микроскладок.

Для всех образцов характерны лепидогранобластовая структура пород и присутствие единичных мелких кристаллов турмалина.

Результаты

Для определения Rb и Sr использовалась стандартная методика изотопного разбавления ([1]; см. также статью: Горохов, Лосерт и др. в настоящем сборнике). Значения Sr^{87}/Sr^{86} в образцах нормализованы к $Sr^{86}/Sr^{88} = 0{,}1194$ и скорректированы относительно величины 0,7080, считающейся лучшей для стандартного карбоната Sr Массачусетского технологического института (Эймер и Аменд, партия № 492327).

Вычисление возраста после графического представления результатов в координатах $Rb^{87}/Sr^{86} - Sr^{87}/Sr^{86}$ [23] производилось полиномиальным методом наименьших квадратов [22, 33] с использованием значения константы распада Rb^{87}, равного $1{,}39 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$. Указанные погрешности возраста и первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} соответствуют одному стандартному отклонению.

Аналитические данные приведены в табл. 1 и представлены на эволюционной диаграмме (рис. 1). Вычисленный возраст составляет 523 ± ± 38 млн лет при первичном отношении Sr^{87}/Sr^{86}, равном 0,7081 ± ± 0,0017. Величина среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО), являющаяся мерой разброса точек относительно аппроксимирующей

Таблица 1

Rb-Sr аналитические данные

Образец	Rb, мкг/г	$Sr_{общ}$, мкг/г	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}
28-Че	161	122	3,818	0,7362
30-Че	101	384	0,763	0,7135
32-Че	122	138	2,577	0,7268
33-Че	214	145	4,289	0,7386
35-Че	200	171	3,408	0,7337

прямой линии, равна 0,20 и свидетельствует о том, что изученный набор образцов удовлетворяет условиям изохронной модели.

Значение возраста 523 ± 38 млн лет хорошо согласуется с данными, полученными Rb-Sr методом для молданубских пород на территории Австрии, где возраст ортогнейсов оказался равным 515 ± 28 млн лет, "гфельских" гнейсов – 502 ± 34 млн лет и гранулитов – 496 ± 12 млн лет. Во всех случаях анализировались образцы пород в целом. Сходные результаты были получены в баварской (см. выше), а также чешской (Горохов, Лосерт и др., статья в настоящем сборнике) частях молданубикума. Отсюда следует, что полученные данные, по-видимому, подтверждают принадлежность пород каплицкой группы к молданубской надгруппе.

В целом совокупность имеющихся данных приводит к выводу о том, что во время, отвечающее рубежу кембрия и ордовика, в породах молданубского комплекса происходили процессы, вызывающие изотопное уравновешивание Sr. Согласно обычной геохронологической практике значение возраста 523 ± 38 млн лет может быть интерпретировано как время регионального метаморфизма амфиболитовой фации, сопряженного с каледонским (или кадомским?) орогенезом. Однако, согласно М. Машке и В. Зоубеку [5, 6], геотектонические данные противоречат возможности протекания в пределах Чешского массива интенсивных "каледонских" метаморфических процессов. Поэтому, по мнению одного из авторов (В. Зоубек), полученное значение возраста следует связывать с кадомским "омоложением" докадомского молданубского "срединного массива", причем условия, способствующие изотопному уравновешиванию Sr, сохранялись в кембрийское и частично в ордовикское время.

Критическими моментами для этого варианта интерпретации являются: 1) отсутствие уравновешивания изотопного состава Sr в молданубских породах в герцинское время, когда мощная гранитизация, казалось бы, создавала лучшие условия для такого уравновешивания по сравнению с теми, которые могли существовать в кембрии-ордовике, и 2) показанное в многочисленных геохронологических работах отсутствие изотопного уравновешивания Sr в большом масштабе при чисто термальных процессах, не сопровождающихся перекристаллизацией слагающих породу минералов.

В то же время геохронологические данные, полученные Rb-Sr методом для Чешского массива, указывают на то, что интерпретация результатов как возрастов прогрессивного регионального метаморфизма молдануб-

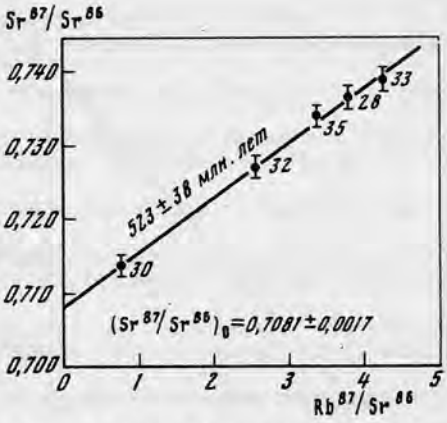


Рис. 1. Эволюционная диаграмма для сланцев каплицкой группы молданубикума

ских пород в каледонское время в некоторых случаях должна производиться с осторожностью. В частности, по геологическим данным, молданубские гранулиты (лептиниты) несомненно древнее "гфельских" гранитогнейсов, которые образовались за счет первичных гранулитов и парагнейсов путем плутонической перекристаллизации, анатексиса и (или) метасоматоза при более низких (ретроградных) условиях температур и давлений. Это возрастное различие, однако, не проявляется в результатах, полученных в цитированных выше работах А.Арнольда и Х. Шарберта [5, 6], которые обнаруживают противоположную тенденцию (или с учетом экспериментальной точности указывают на одновозрастность упомянутых пород).

По мнению одного из авторов (И.М. Горохов), считающего, несмотря на указанные осложнения, более вероятной интерпретацию значения возраста 523 ± 38 млн лет как времени регионального метаморфизма пород каплицкой группы, полученные данные позволяют также оценить дометаморфический возраст проанализированных пород, если предположить, что породы этой группы в региональном масштабе оставались замкнутыми химическими системами по отношению к Rb и Sr после седиментации. Некоторые основания для такого предположения дают результаты исследования химического состава различных пород Чешского массива [35, 26], свидетельствующие о том, что при метаморфизме осадочных пород происходило только перемещение вещества в метаморфизованных породах без привноса главных элементов. Если этот вывод может быть распространен также и на метаосадки каплицкой группы и, в частности, на поведение Rb и Sr в пределах этих пород, то оценка максимального дометаморфического возраста может быть произведена на основании величины первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} (0,7081 ± 0,0017) и средних содержаний Rb (142 мкг/г) и Sr (187 мкг/г) в образцах метапелитов каплицкой группы.

При вычислении средних содержаний Rb и Sr кроме данных, приведенных в табл. 1, были учтены результаты, полученные для трех других образцов метапелитов рентгено-спектральным методом (анализ И.Н. Крылова). Схема вычисления максимального дометаморфического возраста основывается на том, что отношение Sr^{87}/Sr^{86} в исходном материале изученных пород во время их отложения не могло быть ниже соответствующего отношения в верхней мантии. Кривая эволюции отношения Sr^{87}/Sr^{86} в верхней мантии построена по данным Г. Фора и Дж. Пауэлла [3]. Как видно из рис. 2, максимальный дометаморфический возраст

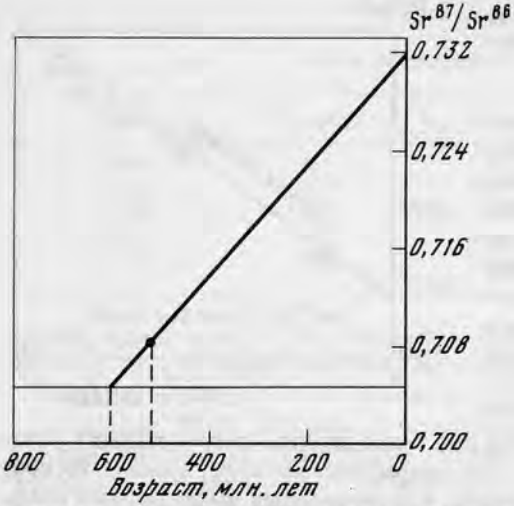


Рис. 2. Линия эволюции изотопного состава Sr в осадочных породах каплицкой группы молданубикума
Параметры линии вычислены для отношения Rb^{87}/Sr^{86} = = 2,22. Точка ее пересечения с линией эволюции изотопного состава Sr в верхней мантии дает максимальный возраст осадконакопления – 600 млн. лет

пород каплицкой группы при сделанных предположениях составляет около 600 млн. лет, согласуясь с оценкой, проведенной А. Арнольдом и Х. Шарбертом [6] на основании результатов Rb-Sr анализа гранулитов австрийского молданубикума.

Следует отметить, что если породы каплицкой группы в региональном масштабе не оставались замкнутыми химическими системами по отношению к Pb и Sr, то они могут иметь любой стратиграфический возраст, превышающий 523 ± 38 млн лет. Авторы предполагают провести дальнейшие исследования, которые должны внести ясность в существующую ситуацию. В любом случае основные выводы, следующие из геохронологического изучения пород Чешского массива Pb-Sr методом (см. также работу: Горохов, Лосерт и др. в настоящем сборнике), остаются неизменными и показывают, что: 1) все литостратиграфические группы и структурные комплексы, слагающие область молданубского поднятия до самой южной окраины Чешского массива, принадлежат одному геотектоническому комплексу и одной провинции первого порядка, и 2) возраст главного регионального метаморфизма молданубского комплекса – догерцинский, а возраст осадконакопления первичных пород – доордовикский.

Авторы полагают, что тем самым проблематика молданубикума может считаться окончательно избавленной от противоречащих полученным результатам точек зрения, которые до сих пор защищались некоторыми авторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Варшавская Э.С., Горохов И.М., Крылов И.Н., Кутявин Э.П., Самсонов С.П.* Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований. – В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М. 1975, стр. 30–36.
2. *Зоубек В.* Введение в геологию Чехословакии. – В кн.: Проблемы геологии на 23 сессии МГК. М.,1971, с. 29–43.

3. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М., 1974. 214 с.
4. *Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А.* Графические методы изотопной геологии. М., 1974. 207 с.
5. *Arnold A.* Geochronology of some Moldanubian rocks. ECOG III. Oxford. 1973. Abstracts.
6. *Arnold A., Scharbert H.G.* Rb-Sr Alterbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. **53**, N 1, 61–78, 1973.
7. *Bederke E.* Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. – Geol. Rundschau **45**, No. 167–171, 1956.
8. *Čech V., Kodym O.*, ml. Moldanubikum. In: Vysvětlivky k přecledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000. M-33-XVII České Budějovice – Vyšši Brod. Praha. 1962. str. 24.
9. *Davis G.Z., Schreyer W.* Alterbestimmungen an Gesteinen des Ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. – Geol. Rundschau **52**, N 1, 146–169, 1962.
10. *Fischer G.* Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. – 6. Sonderheft des "Aufschluss", 7–26, 1957.
11. *Fischer G., Schreyer W., Troll G., Voll J., Hart S.R.* Hornbkendealter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. – N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatsh. N 11, 385–404, 1968.
12. *Gebauer D., Grünenfelder M.* Vergleichende U/Pb- und Rb-Sr-Alterbestimmungen in bayerischen Teil des Moldanubikums. – Fortschr. Miner. **50**, N 3, 4, 1973.
13. *Grauert B., Hänny R., Soptrajanova G.* Age and origin of detrital zircons from the Pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. – Contr. Mineral. and Petrol. **40**, N 2, 105–130, 1973.
14. *Grauert B., Hänny R., Soptrajanova G.* Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: The Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, eastern Bavaria, Germany. – Contr. Mineral. and Petrol. **45**, N 1, 37–64, 1974.
15. *Hinterlechner K.* Geologische Mitteilungen über ostböhemiche Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der Böhmischen Masse. – Verh. K. K. geol. Reichsanst. Wien **16**, 356–380, 1911.
16. *Holubec J.* Precambrian structural pattern in Czechoslovakia. Krystalinikum **10**, 127–132, 1974.
17. *Jäger E., Grünengelder M., Grögler N., Schroll E.* Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. – Tschermak Min. Petrogr. Mitt. 3e Folge, **10**, N 1–4, 528–534, 1965.
18. *Kettner R.* Über die Eruptionsfolge und die gebirgsbildenden Phasen in einem Teil des südöstlichen Flügels des Barrandiums. – Jahrb. geol. Reichsanst. Wien **67**, 239–266, 1917.
19. *Kossmat F.* Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. sächs. geol. L.A. **1**. Leipzig, 1927.
20. *Losert J.* Contribution to the problem of the pre-Assyntian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. – Krystalinikum **5**, 61–84, 1967.
21. *Maška M., Zoubek V.* Area of the Variscian intramontane block. In: Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha. 1960, 25–51.
22. *McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A.* The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. – J. Geophys. Res. **71**, N 22, 5459–5468, 1966.
23. *Nicolaysen L.O.* Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. – Ann. N.Y. Acad. Sci. **91**, art. 2, 198–206, 1961.
24. *Šmejkal V., Melková J.* Notes on some potassium-argon dates of magmatic and metamorphic rocks from the Bohemian Massif. – Časopis pro mineralogii a geologii **14**, N 3–4, 331–338, 1969.
25. *Suess F.E.* Intrusiontektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Borntraeger. Berlin. 1962, S. 1–268.
26. *Suk M.* Contribution to problem of materual import during the metamorphism of pelitic schists. – Krystalinikum 7, 135–148, 1971.
27. *Sokol R., Cesky* Les. IX. Phyllades des environs de Domažlice. – Sb. stat. geol. úst. ČSR 3, 225–282, 1923.

28. *Stille H.* Die assyntische Ara und der vor-, mit-und nachassyntische Magmatismus. – Z. dtsch. geol. Ges. 98, N 152–165, 1948.
29. *Stille H.* Das Verteilungsbild der assyntischen Faltungen. – Geologie, 4, N 219, 1955.
30. *Stille H.* Die assyntische Tectonik im geologichen Erdbild. – Beih.z. Geol. Jahrb. 22, 1958.
31. *Vejnar Z.* Bemerkungen zur lithostratigraphischen Beziehung zwischen dem mittelbömischen Algonkium und dem Moldanubilum. – N. Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh. N 2, 102–111, 1965.
32. *Voll G.* Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besondere Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. – Beih. Geol. Lahrb. 42, N 1960.
33. *Williamson J.H.* Least-squares fitting of a straight line. Can. J. Phys. 46, N 16, 1845–1847, 1968.
34. *Zoubek V.* Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. – Freiberger Forschungshefte, C 190, 129–148, 1965.
35. *Zoubek V.* Některé kritické problémy krystalinika Českého masivu. – Čas. pro mineralogii a geologii, N 151–155, 1967.
36. *Zoubek V.* Remarks to the problem of subdivision of the Precambrian. Symposium "Correlation of the Precambrian". Moscow, 1975. 1976.

И.М. ГОРОХОВ, И. ЛОСЕРТ, Э.С. ВАРШАВСКАЯ,
Э.П. КУТЯВИН, Н.Н. МЕЛЬНИКОВ, В.П. ЧЕКУЛАЕВ

Rb-Sr ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕШСКОГО МАССИВА (РАЙОН РУДНЫХ ГОР И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К НИМ ЧАСТИ ЧЕШСКО-МОРАВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ)

Молданубский комплекс, в состав которого включаются, главным образом, породы высокой ступени метаморфизма, занимает значительную территорию в восточной части Чешского массива. На севере и северо-востоке с ним граничат кутногорский и железногорский комплексы, сложенные породами средней и низкой ступеней метаморфизма и традиционно относимые чешскими геологами к протерозою.

Несмотря на то, что многочисленные геологические исследования указывают на сложную догерцинскую историю пород восточной части Чешского массива, предполагаемая последовательность событий в этом районе не подтверждена геохронологическими данными. Настоящая работа представляет собой, таким образом, первую попытку применения Rb-Sr метода для оценки возрастных соотношений между породами молданубского, кутногорского и рудогорского комплексов.

Геологический очерк

Исследованный район занимает северо-западную часть рудных гор и северную часть Чешско-Моравской возвышенности. Здесь представлены породы, относимые к следующим кристаллическим комплексам (с севера на юг): 1) слабо метаморфизованному железногорскому комплексу (спилитовая группа); 2) подгоржанскому кристаллическому комплексу; 3) малинской серии; 4) штерберкско-чаславской пестрой серии; 5) молданубскому комплексу в широком смысле слова, разделенному так называемой Ратайской зоной на кутногорский (северомолданубский) и собственно молданубский (южномолданубский) комплексы.

Рудногорский комплекс считается типичным верхнепротерозойским образованием, представляющим продолжение верхнепротерозойских серий баррандия. Подгоржанский комплекс, малинская и штерберско-чаславская серии выделены одним из авторов настоящей статьи [33] в зоне сочленения пород рудногорского, кутногорского (северомолданубского) и южномолданубского комплексов и являются связующими литологическими звеньями между указанными комплексами.

В пределах Рудогорья развиты глинистые, графитистые, серицитовые, хлоритовые и биотитовые сланцы, переслаивающиеся с основными и кислыми лавами, туфами и туффитами, конгломератами, граувакками, известняками, а местами также с телами метаморфизованных пиритовых и марганцевых руд. Индекс-минералы в метапелитах представлены, главным образом, хлоритом и биотитом.

Подгоржанский кристаллический комплекс, образующий юго-западный склон Рудных гор, составлен биотитовыми и двуслюдяными слан-

цами и гнейсами с тонкими прослоями гранито-гнейсов, амфиболитов, известняков и известково-силикатных пород. Характерным индекс-минералом метапелитов подгоржанского комплекса является гранат, который в редких случаях сопровождается ставролитом.

Малинская серия, распространенная в северной (кутногорской) и южной (собственно молданубской) частях молданубского комплекса, сложена мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными парагнейсами, слюдяными сланцами, мигматитами и лептинитами [34]. В метапелитах малинской серии кианит и гранат ассоциированы с биотитом, мусковитом и микроклином.

Штернберкско-чаславская пестрая серия развита, главным образом, в Ратайской зоне, где согласно прежним представлениям И. Коутека [31] и К. Бенеша [10, 1] проходит тектонический контакт между собственно молданубским и выделенным первым из названных авторов кутногорским кристаллическим комплексом. Породы этой серии встречаются также и на территории обоих названных комплексов. На основе изучения литологических переходов штернберкско-чаславской серии, с одной стороны, в собственно молданубский, а с другой, – в кутногорский кристаллический комплекс было сделано заключение [33] о том, что породы этой серии служат связующим звеном между комплексами, которые таким образом представляют единую литостратиграфическую единицу. Сходные результаты получены и на основе тектонических и геофизических исследований [37, 28].

Породы молданубского комплекса сложены в его северной (кутногорской) части двуслюдяными и биотитовыми парагнейсами, мигматитами и ортогнейсами, содержащими линзовидные тела амфиболитов, скарнов и известково-силикатных пород. Индекс-минералами в метапелитах, а иногда и в мигматитах являются гранат, ставролит и силлиманит. Южнее, в зонах более сильного метаморфизма, молданубские породы представлены биотитовыми, силлиманит-биотитовыми и кордиерит-биотитовыми парагнейсами и мигматитами с редким гранатом. Как показано В. Зоубеком [52] и И. Крупичкой [32], мигматиты принадлежат к весьма распространенному типу в молданубикуме. Исходный материал имел пелитовую природу с подчиненным количеством псаммитовых слоев.

Характерной особенностью описываемого района является существование метаморфической зональности, причем степень метаморфизма возрастает с севера на юг в направлении к Центрально-Молданубскому плутону [33]. Как показывает рис. 1, на котором проведены изограды, отмечающие области существования соответствующих индекс-минералов в метапелитах, слабо метаморфизованные породы рудногорского комплекса образуют хлоритовую и биотитовую зоны с редко встречающимся гранатом. Подгоржанский кристаллический комплекс в северо-западной части Рудных гор находится в гранатовой зоне (с редким ставролитом), а на юге – в кианитовой зоне. Малинская серия и кутногорский (северомолданубский) комплекс выполнены породами кианитовой зоны с редким присутствием ставролита в породах определенного химического состава. Некоторые породы относятся к гранат-кианит-биотит-ортоклазо-

вой субфации, выделенной В.А. Глебовицким [3] в рамках амфиболитовой фации. Интересно отметить, что кианит встречается не только в метапелитах, но и в мигматитах, а ультраметаморфизм наблюдается уже в кианитовой зоне [36].

Изограда силлиманита пересекает кутногорский комплекс и не совпадает с протяжением геологических структур, что, в частности, служит одним из доводов против разделения кутногорского и южномолданубского комплексов на основании степени метаморфизма слагающих их пород. Южная часть молданубского комплекса сложена биотитовыми и биотит-силлиманитовыми парагнейсами и мигматитами с характерными скоплениями кварца и силлиманита (фибролита), наложенными на древние структуры. Наконец, непосредственно к Центрально-Молданубскому плутону, образованному преимущественно мусковит-биотитовыми гранитами и адамеллитами, примыкает кордиеритовая зона, сложенная биотит-кордиеритовыми парагнейсами и мигматитами с непостоянным содержанием силлиманита, гранита и калиевого полевого шпата.

Такая последовательность метаморфических зон местами прервана домеловыми и послемеловыми тектоническими нарушениями. Вследствие этого в ряде случаев изограды проходят вдоль зон разломов. Например, в северо-западной части Рудных гор блоки, соответствующие гранатовой, биотитовой и хлоритовой зонам, соприкасаются через зоны разломов с почти неметаморфизованными верхнепротерозойскими осадками. Далее, зона разлома у юго-западного подножья Рудных гор отделяет гранатовую зону, сложенную породами подгоржанского кристаллического комплекса, от кианитовой зоны. Аналогично разломы и зоны смятия, сопровождающиеся проявлениями диафтореза в Ратайской зоне, в некоторых случаях являются причиной нарушения постепенного перехода двуслюдяных гнейсов и слюдяных сланцев северомолданубского (кутногорского) комплекса в силлиманит-биотитовые парагнейсы и мигматиты южномолданубского комплекса.

Подход к решению вопроса о возрасте метаморфизма пород в описываемом регионе зависит в первую очередь от того, возникла ли установленная метаморфическая зональность в ходе одного этапа регионального метаморфизма, или метаморфические преобразования в различных зонах (или группах зон) происходили в разные моменты геологической истории региона.

Находки галек и обломков слабо метаморфизованных пород в эокембрийских конгломератах Рудных гор [15, 21, 22] и кембрийских конгломератах баррандия [19], а также трансгрессивное налегание неметаморфизованных нижнепалеозойских (ордовикских) образований на слабо метаморфизованные верхнепротерозойские породы в районе Праги [16] позволили высказать предположение [17, 45, 33, 49] о том, что становление метаморфической зональности, по меньшей мере вплоть до кианитовой зоны, было результатом допалеозойского (ассинтско-кадомского) регионального метаморфизма умеренных давлений.

Возникновение минеральных ассоциаций "катазоны" с силлиманитом и кордиеритом при метаморфизме низких давлений большинство исследователей [38, 45, 33, 35, 36, 49] считает оторванным во времени от ре-

гионального метаморфизма умеренных давлений. В пользу такого предположения свидетельствует несогласное наложение кварц-силлиманитовых скоплений на более ранние структуры, для которых характерна синкинематическая кристаллизация кианита и граната [35, 36]. При этом более поздний метаморфизм рассматривается как герцинский и связанный с внедрением Центрально-Молданубского плутона, предположительно имеющего герцинский возраст ("периплутонический" метаморфизм).

К тому же времени указанные авторы приурочивают образование мигматитовых структур в парагнейсах, ортогнейсах и амфиболитах. Близкой точки зрения придерживается И. Крупичка [32]. По его мнению, однако, герцинский региональный метаморфизм (сопровождавшийся кордиеритизацией пород и образованием кордиеритовых мигматитов в зоне, примыкающей к Центрально-Молданубскому плутону) был наложен на породы, ранее метаморфизованные и мигматизированные в условиях силлиманит-альмандиновой субфации, что привело к возникновению двух разновозрастных генераций мигматитов. Напротив, Ф. Федюк [20] полагает, что метаморфические процессы, проходившие в условиях умеренных и низких давлений, не были разделены здесь значительным промежутком времени и имели герцинский возраст.

Аналитическая методика

Образцы для анализа (весом 5–10 кг) были взяты из пород, представляющих разные литостратиграфические единицы различных метаморфических зон (табл. 1). Все образцы представляли метаморфизованные осадочные породы (метапелиты), причем некоторые были в большей или меньшей степени затронуты процессами ультраметаморфизма.

Содержания Rb и Sr определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления после ионообменного выделения этих элементов из одной навески образца. Изотопное отношение Sr^{87}/Sr^{86} вычислялось по результатам анализа с добавлением индикатора, причем для нормализации полученных значений к величине $Sr^{86}/Sr^{88} = 0{,}1194$ использовался математический аппарат метода двойного изотопного разбавления. В вычисленные значения нормализованных отношений вводилась поправка, учитывающая отличие полученных на двух масс-спектрометрах средних значений нормализованных отношений Sr^{87}/Sr^{86} в стандартном карбонате стронция Массачусетского технологического института (Эймер и Аменд, партия № 492327) от значения 0,7080, считающегося лучшим для этого стандарта. Средние значения составляли 0,7081 ± 0,005 (1σ) и 0,7082 ± 0,0005 (1σ). Подробности методики приведены в работе Э.С. Варшавской с соавторами [2]. Коэффициенты вариации отношений Rb^{87}/Sr^{86} и Sr^{87}/Sr^{86}, вычисленные на основании расхождения результатов параллельных анализов, составляли соответственно 0,70 (26 ан.) и 0,20% (39 ан.).

Возраст вычислялся полиномиальным методом наименьших квадратов [51, 6] после графического представления результатов на эволюционных диаграммах в координатах $Rb^{87}/Sr^{86} - Sr^{87}/Sr^{86}$. Использовалась константа распада Rb^{87}, равная $1{,}39 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$. Погрешности возраста

Таблица 1

Стратиграфическое положение и степень метаморфизма проанализированных образцов метапелитов и мигматитов

Метаморфические зоны	Образцы, представляющие различные литостратиграфические единицы				
	Рудногорский комплекс	Подгоржанский кристаллический комплекс	Малинская серия	Штернберкско-чаславская пестрая серия	Южномолданубский комплекс
Хлоритовая и биотитовая	16, 17, 18, 19, 40, 41				
Гранатовая		15			
Кианитовая			13*, 14, 20*, 22*, 37		
Силлиманит-мусковитовая			5*,**	21*, 42*, 43	
Силлиманитовая					4*, 7, 12*
Кордиеритовая			10***, 11*, ***, 44*,***		9*

* Мигматизированные породы. ** Биотитовый мигматит; несмотря на то, что образец взят в силлиманит-мусковитовой зоне, он весьма богат кианитом и содержит только следы силлиманита и мусковита. *** Образцы взяты из пород, представляющих литологические переходы малинской серии в южномолданубский комплекс.

и первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} выражены в виде одного стандартного отклонения. Вычисление параметров регрессии на эволюционных диаграммах производилось с помощью специально составленной программы, которая позволяла устанавливать соответствие данных одной из моделей, разработанных Макинтайром с соавторами [39]. Изохронная модель I предполагает, что все уклонения точек от прямой регрессии обусловлены экспериментальными ошибками. Если средний квадрат взвешенных отклонений точек от аппроксимирующей прямой линии (СКВО) статистически превышает единицу, то действует одна из эрохронных моделей, которые подразумевают существование геохимических причин, вызывающих избыточный разброс точек.

Модель II предполагает, что "геохимическая дисперсия" по оси Sr^{87}/Sr^{86} пропорциональна дисперсии по оси Rb^{87}/Sr^{86}. Эта модель пригодна для когенетичных образцов, претерпевших некоторое посткристаллизационное перераспределение радиогенного Sr^{87}, а также для образцов с одинаковыми первичными отношениями Sr^{87}/Sr^{86}, но несколько различающимися возрастами. Модель III предполагает, что "геохимическая дисперсия" по оси Sr^{87}/Sr^{86} не зависит от Rb^{87}/Sr^{86}, и пригодна

для одновозрастных образцов, первичные отношения в которых слегка колеблются.

Модель IV представляет собой комбинацию моделей II и III. Программа требует предварительной оценки экспериментальных погрешностей отношений Rb^{87}/Sr^{86} и Sr^{87}/Sr^{86}, которые определялись приведенными выше коэффициентами вариации, основанными на расхождении результатов параллельных анализов.

Предпочтение, оказываемое в каждом конкретном случае той или иной эрохронной модели при СКВО > 1, может быть основано на сочетании знаков величины $\mathrm{tg}\,\beta$ (см. последние столбцы табл. 3 и 4) для моделей II и III. Эта величина вычисляется как угловой коэффициент прямой регрессии в системе координат $X_i - | \delta (Y_i)/S (Y_i) |$, где X_i – отношение Rb^{87}/Sr^{86} в i-ом образце, $\delta (Y_i)$ – уклонение точки i-го образца от эрохроны вдоль оси Sr^{87}/Sr^{86} и $S(Y_i)$ – предварительно оцененное (экспериментальное) стандартное отклонение по оси Sr^{87}/Sr^{86} для i-го образца [34, 6]. Если вычисление для моделей II и III приводит к положительным значениям $\mathrm{tg}\beta$, то более вероятна действенность модели II, если же получаются отрицательные значения, следует предпочесть модель III.

Результаты и их обсуждение

Аналитические данные приведены в табл. 2. Возрастные значения, полученные для проанализированных образцов, очевидно, могут определяться тремя факторами: принадлежностью их к той или иной литостратиграфической единице; степенью метаморфизма, особенно в том случае, если метаморфизм в различных зонах проходил не одновременно: и степенью мигматизации пород. Эти факторы служили основой для объединения образцов в группы (табл. 3 и 4) и последующего вычисления их возраста с помощью графического метода Л.О. Николайсена [40].

Как следует из табл. 1, наибольшее количество образцов было проанализировано для пород малинской серии, причем образцы 10, 11 и 44 представляли литологические переходы малинской серии в южномолданубский комплекс. Предполагалось, что подробное геохронологическое изучение образцов пород этой серии даст возможность судить об одновременности или разновременности метаморфизма в северомолданубском (кутногорском) и южномолданубском комплексах, относимых в некоторых работах [38, 10, 11] к различным структурным этажам Чешского массива, а в других [37, 33, 54, 28] – к одному и тому же структурному этажу.

Полученные результаты представлены на эволюционной диаграмме (рис. 2). Для образцов собственно малинской серии вычисленный возраст составляет 499 ± 13 млн. лет при первичном отношении Sr^{87}/Sr^{86}, равном 0,7092 ± 0,0010 (регрессия № 1, табл. 3). Включение образцов 10, 11 и 44, как видно из табл. 3 (регрессия № 2), не изменяет значений возраста и первичного отношения, что подтверждает справедливость отнесения

Таблица 2

Аналитические данные

Образец	Rb, мкг/г	$Sr_{общ}$, мкг/г	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}
		Рудногорский комплекс		
16-Че	39,7	154,0	0,780	0,7101
17-Че	22,5	194,4	0,335	0,7135
18-Че	106,9	79,7	3,928	0,7423
19-Че	38,5	124,2	0,899	0,7234
40-Че	94,1	187,8	1,451	0,7169
41-Че	99,6	132,5	2,184	0,7371
		Подгоржанский кристаллический комплекс		
15-Че	82,1		1,500	0,7215
		Малинская серия		
5-Че	62,5	132,0	1,372	0,7195
10-Че	170,2	132,3	3,735	0,7353
11-Че	139,8	106,5	3,812	0,7358
13-Че	106,6	198,4	1,557	0,7198
14-Че	113,0	182,3	1,796	0,7208
20-Че	223,1	67,8	9,588	0,7743
22-Че	221,3	87,7	7,339	0,7615
37-Че	207,0	136,5	4,404	0,7395
44-Че	183,1	111,6	4,763	0,7420
		Штериберкско-Чаславская пестрая серия		
21-Че	193,9	90,8	6,203	0,7494
42-Че	144,2	138,0	3,032	0,7276
43-Че	145,8	73,2	5,787	0,7413
		Южномолданубский комплекс		
4-Че	274,4	41,3	19,477	0,8397
7-Че	94,6	201,8	1,359	0,7211
9-Че	162,1	129,5	3,632	0,7352
12-Че	89,0	245,7	1,048	0,7128

этих образцов к малинской серии, и показывает, что на всей площади распространения пород малинской серии, т.е. в северной (кутногорской) и южной частях молданубского комплекса, региональный метаморфизм происходил одновременно.

Расположение точек образцов, представляющих подгоржанский кристаллический комплекс (обр. 15), штернберкско-чаславскую пеструю серию (обр. 21, 42, 43) и южномолданубский комплекс (обр. 4, 7, 9, 12), относительно изохроны, полученной для пород малинской серии, приводит к некоторым важным выводам. Точки образцов 4, 7, 9 и 15 (рис. 3) в пределах экспериментальных погрешностей лежат на "малинской" изохроне и показывают, что метаморфические процессы в породах подгоржанского и южномолданубского кристаллических комплексов происходили в то же время, что и в породах малинской серии (возможное исключение – обр. 12), а породы штерберкско-чаславской пестрой серии, очевидно, подверглись влиянию более поздних процессов, приведших к

Таблица 3

Rb-Sr возраст и первичные отношения Sr^{87}/Sr^{86} для групп образцов.

Регрессия	Группа образцов	Образцы	Модель
1	Малинская серия	5, 13, 14, 20, 22, 37	I
2	То же	5, 10, 11, 13, 14, 20, 22, 37, 44	I
3	Малинская серия, подгоржанский и южномолданубский комплексы	4, 5, 7, 9. 10–15, 20, 22, 37, 44	I
4	То же	То же без обр. 12	I
5	Рудногорский комплекс	16–19, 40, 41	I
			II
			III
6	Парагнейсы	7, 10, 14, 15, 37	I
7	Мигматиты	4, 9, 11, 12, 13, 20, 22, 44	I

* Отличие от единицы незначимо с 95%-ной доверительной вероятностью.

нарушению Rb-Sr систем в масштабе взятых образцов. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Установленная общность расположения точек образцов пород малинской серии, подгоржанского и южномолданубского комплексов дает

Таблица 4

Rb-Sr возраст и первичные отношения Sr^{87}/Sr^{86} для групп образцов,

Регрессия	Группа образцов	Образец	Модель
1	Кианитовая зона	13, 14, 20, 22, 37	I
2	Гранатовая и кианитовая зоны	13, 14, 15, 20, 22, 37	I
3	Кианитовая и силлиманитовая зоны	4, 7, 12, 13, 14, 20, 22, 37	I
			II
			III
4	То же	То же без обр. 12	I
5	Гранатовая, кианитовая и силлиманитовая зоны	4, 7, 12–15, 20, 22, 37	I
			II
			III
6	То же	То же без обр. 12	I
7	Кордиеритовая зона	9, 10, 11, 44	I
8	Силлиманитовая и кордиеритовая зоны	4, 7, 9, 10, 11, 12, 44	I
9	Гранатовая, кианитовая, силлиманитовая и кордиеритовая зоны	4, 7, 9, 10–15, 20, 22, 37, 44	I
10	Силлиманит-мусковитовая зона	5, 21, 42, 43	I
			II
			III

* Отличие от единицы незначимо с 95%-ной доверительной вероятностью.

представляющих различные литостратиграфические единицы

Возраст, млн. лет	$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$	СКВО	tg β
499 ± 13	0,7092 ± 0,0010	0,70	–
499 ± 13	0,7092 ± 0,0009	0,41	–
482 ± 6	0,7101 ± 0,0005	1,44*	–
478 ± 6	0,7106 ± 0,0006	0,63	–
724 ± 35	0,7079 ± 0,0009	31,58	–
600 ± 290	0,7101 ± 0,0031	1,00	0,2188
640 ± 160	0,7096 ± 0,0046	1,00	0,0145
457 ± 38	0,7113 ± 0,0015	0,84	–
485 ± 6	0,7095 ± 0,0008	2,25*	–

возможность вычислить для этих образцов общую линию регрессии. Как видно из табл. 3, вычисления приводят либо к возрасту 482 ± ± 6 млн. лет и $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ = 0,7101 ± 0,0005 (регрессия № 3), либо (при исключении обр. 12) соответственно к значениям 478 ± 6 млн. лет

представляющих различные метаморфические зоны

Возраст, млн. лет	$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$	СКВО	tg β
503 ± 15	0,7088 ± 0,0012	0,81	–
495 ± 14	0,7096 ± 0,0010	0,98	–
484 ± 6	0,7096 ± 0,0007	2,62	–
506 ± 41	0,7083 ± 0,0014	1,00	–0,0405
484 ± 9	0,7095 ± 0,0011	1,00	–0,0210
478 ± 6	0,7107 ± 0,0008	1,29*	–
482 ± 6	0,7099 ± 0,0006	2,42	–
504 ± 43	0,7088 ± 0,0013	1,00	–0,0452
482 ± 9	0,7098 ± 0,0010	1,00	–0,0283
477 ± 6	0,7108 ± 0,0007	1,11*	–
450 ± 120	0,7121 ± 0,0066	0,04	–
480 ± 6	0,7098 ± 0,0007	2,23*	–
482 ± 6	0,7100 ± 0,0006	1,57*	–
411 ± 27	0,7110 ± 0,0017	3,74	–
401 ± 42	0,7115 ± 0,0020	1,00	0,1583
411 ± 53	0,7109 ± 0,0033	1,00	0,1734

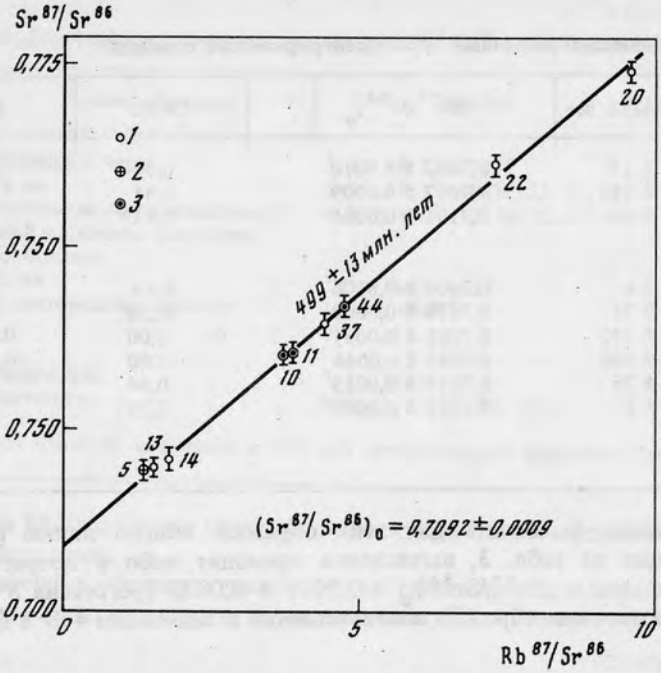


Рис. 2. Эволюционная диаграмма для пород малинской серии
1 – кианитовая зона; *2* – силлиманит-мусковитовая зона; *3* – кордиеритовая зона

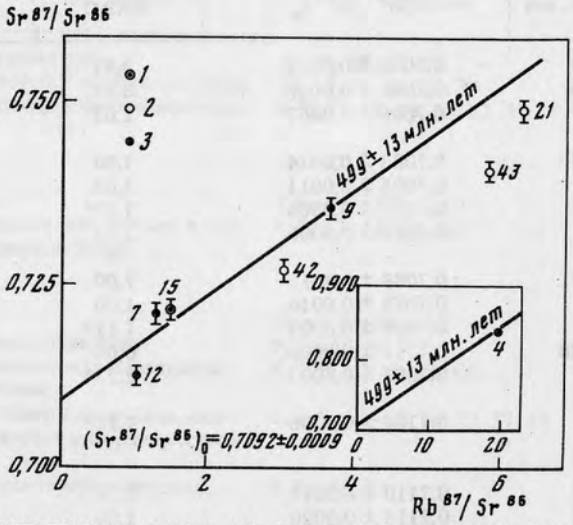


Рис. 3. Эволюционная диаграмма для пород подгоржанского кристаллического комплекса (*1*), штернберкско-чаславской пестрой серии (*2*) и южномолданубского комплекса (*3*)
Показано расположение точек относительно изохроны с возрастом 499 ± 13 млн. лет, построенной для пород малинской серии

и $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0{,}7106 \pm 0{,}0006$ (регрессия № 4). В обоих случаях данные соответствуют модели I, т.е. обе прямые регрессии представляют собой изохроны.

Точки образцов сланцев рудногорского комплекса, взятых в хлоритовой и биотитовой зонах, не образуют единой линейной последовательности. Расположение их относительно изохроны с возрастом 482 ± ± 6 млн. лет (рис.4) указывает на отсутствие в это время изотопной гомогенизации Sr в исследованных породах. Прямая регрессии, проведенная через эти точки, представляет собой эрохрону (регрессия № 5, табл.3), причем сочетание знаков величины $tg\beta$ определяет действенность модели III, предполагающей неоднородность первичных отношений Sr^{87}/Sr^{86} в проанализированных образцах. Крайне осторожно можно предполагать, что вычисленное значение возраста 640 ± 160 млн. лет хранит "память" о более древнем событии, чем метаморфизм 482 ± 6 млн. лет назад, однако геологический смысл такого события должен стать предметом более подробного обсуждения.

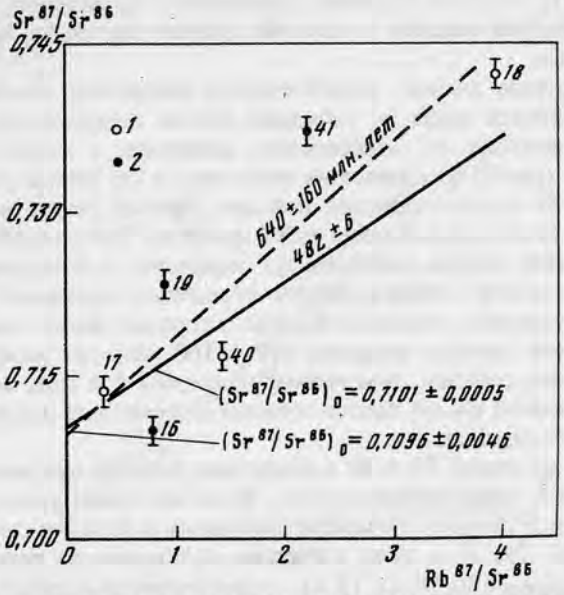
Поведение изотопов Rb и Sr в осадочных породах при метаморфизме низких ступеней недостаточно изучено. Часто изотопное уравновешивание Sr достигается в породах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации [18, 29, 5], и даже в породах, претерпевших только эпигенетические изменения [50, 14, 41, 13, 4], однако известны случаи отсутствия такого уравновешивания [27, 44]. Поэтому могут быть предложены два альтернативных варианта интерпретации полученной возрастной картины.

1. Значение 640 ± 160 млн. лет отражает возраст процессов, близких по времени к отложению первичных пород (диагенез, эпигенез), причем прогрессивный региональный метаморфизм осадочных пород, протекавший 482 ± 6 млн лет назад, был недостаточно интенсивным, чтобы привести к уравновешиванию изотопного состава Sr в региональном масштабе.

2. Значение 640 ± 160 млн лет отражает древнее метаморфическое событие, не приведшее, однако, к полной гомогенизации изотопного состава Sr в исследованных породах, тогда как протекавшие 482 ± 6 млн. лет назад метаморфические процессы охватили только площадь распространения пород малинской серии, подгоржанского и молданубского комплексов и не затронули породы железногорского комплекса.

Некоторая поддержка первому варианту интерпретации дается результатами микропалеофитологического анализа образцов 17, 18 и 40, произведенного Б.В. Тимофеевым (личное сообщение), которые указывают на позднедокембрийское (вендское) время отложения исходного материала проанализированных пород. В то же время возможно, что зона разломов у юго-западного подножья Рудных гор определяет границу двух регионов, породы которых претерпели метаморфические преобразования в различной степени и в разное время, что согласуется со вторым вариантом объяснения имеющихся данных. В настоящее время трудно с уверенностью предпочесть какой-либо из предложенных вариантов, и вопрос о геологическом смысле возрастной картины, полученной для сланцев железногорского комплекса, остается открытым.

Суждение об одновременности или разновременности протекания метаморфических процессов в зонах, расположенных южнее изограды



Р и с. 4. Эволюционная диаграмма для пород железногорского комплекса

1 – хлорит-биотитовая зона; *2* – биотитовая зона. Показано расположение точек относительно объединенной изохроны с возрастом 482 ± 6 млн. лет для пород малинской серии, подгоржанского и южномолданубского комплексов

Пунктирная линия указывает на более древний возраст пород железногорского комплекса

граната, может быть решено путем группировки образцов по горизонтали в табл. 1 и вычисления для них значений возраста. На рис. 5 приведены данные для образцов пород гранатовой, кианитовой, силлиманитовой (без мусковита) и кордиеритовой зон. Для образцов пород гранатовой и силлиманитовой (без мусковита) зон из-за их малого количества самостоятельные вычисления не выполнялись, и оценка согласия возраста метаморфизма в соседних зонах проводилась путем объединения соответствующих групп образцов.

Как видно из табл. 4 (регрессии №1–9), вычисления с использованием различных совокупностей образцов приводят к изохронам, соответствующим модели I, хотя в некоторых случаях приходится исключить из рассмотрения точку обр. 12, показывающую слишком большое отклонение от аппроксимирующих прямых линий. Хотя возрастное значение 450 ± ± 120 млн. лет, полученное для образцов, взятых в кордиеритовой зоне, несколько меньше значения 503 ± 15 млн. лет для образцов кианитовой зоны, значительная величина экспериментальных погрешностей не позволяет с уверенностью разделять во времени метаморфические процессы в этих зонах. Для решения этого вопроса требуется анализ добавочных образцов, в первую очередь, в кордиеритовой зоне, где интервал Rb/Sr отношений в проанализированных образцах очень мал. Поэтому в настоящее время можно считать, что в пределах разрешающей способности ме-

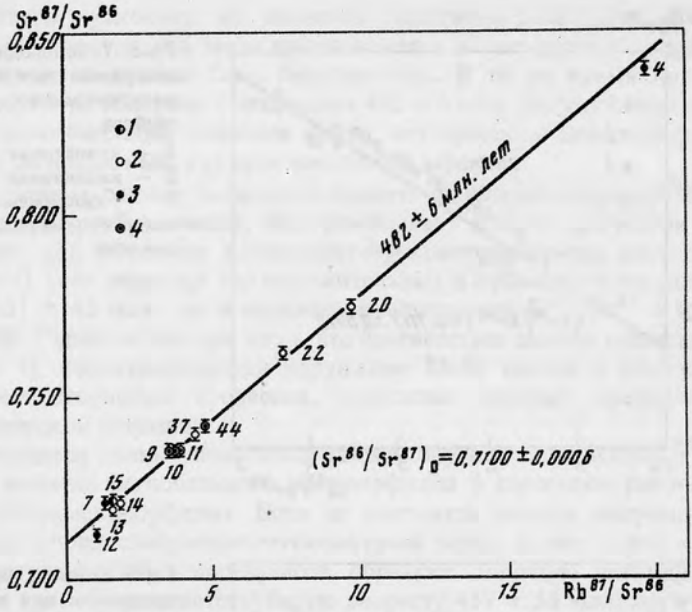


Рис. 5. Эволюционная диаграмма для пород гранатовой (*1*), кианитовой (*2*), силлиманитовой (*3*) и кордиеритовой (*4*) зон

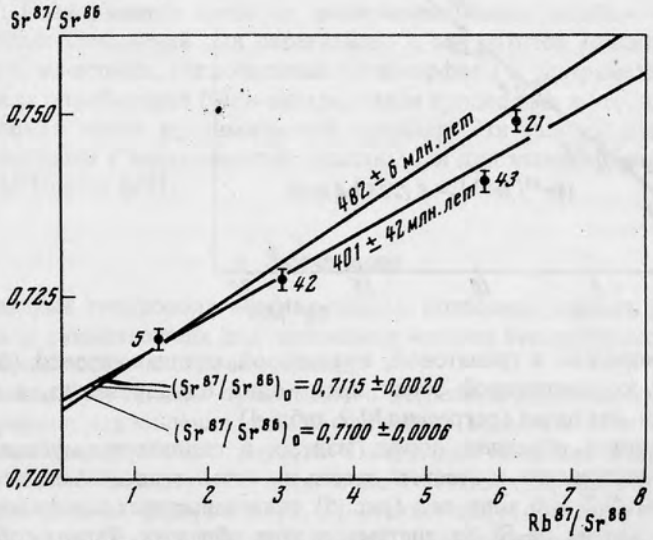


Рис. 6. Эволюционная диаграмма для пород силлиманит-мусковитовой зоны

Показана также объединенная изохрона с возрастом 482 ± 6 млн. лет для пород гранатовой, кианитовой, силлиманитовой (без мусковита) и кордиеритовой зон

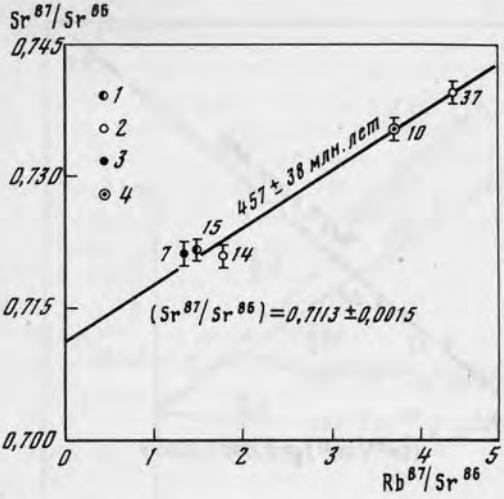


Рис. 7. Эволюционная диаграмма для немигматизированных парагнейсов

1 – гранатовая зона; *2* – кианитовая зона; *3* – силлиманитовая зона; *4* – кордиеритовая зона

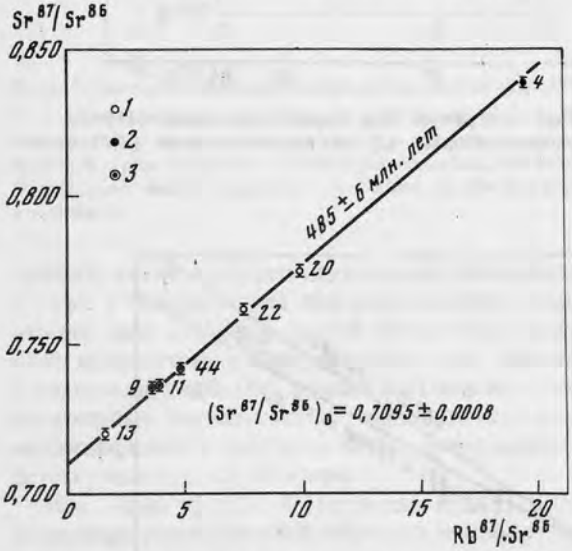


Рис. 8. Эволюционная диаграмма для мигматизированных парагнейсов

1 – кианитовая зона; *2* – силлиманитовая зона; *3* – кордиеритовая зона

тода метаморфизм в гранатовой, кианитовой, силлиманитовой (без мусковита) и кордиеритовой зонах происходил одновременно, а именно 482 ± 6 млн. лет назад (регрессия № 9, табл. 4).

Что касается образцов пород, взятых в силлиманит-мусковитовой зоне, то расположение соответствующих им точек относительно изохроны с возрастом 482 ± 6 млн. лет (рис. 6) свидетельствует о влиянии более позднего события на Rb-Sr системы в этих образцах. Таким событием, по-видимому, был привнос калия (сопровождаемый привносом также и рубидия), установленный ранее [33] для пород силлиманит-мусковитовой зоны. В цитированной работе, однако, предполагалось, что привнос калия, приводящий к фельдшпатизации пород и кристаллизации крупно-

чешуйчатого мусковита, не является следствием диафтореза. В настоящее время кажется, что такое предположение не согласуется с полученными данными и должно быть пересмотрено. В то же время положение точки обр. 5 на изохроне с возрастом 482 ± 6 млн. лет указывает в согласии с геологическими данными на то, что процессы диафтореза имели здесь не региональный, а скорее локальный характер.

Полученные данные позволяют оценить приблизительное время диафторических преобразований. Как показывает табл. 4 (регрессия № 10), эрохрона для образцов силлиманит-мусковитовой зоны соответствует модели II (оба значения $tg\beta$ положительны) и приводит к возрасту, равному 401 ± 42 млн. лет и первичному отношению Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7115 ± ± 0,0020. Существенно при этом, что соответствие данных статистической модели II, подразумевающей нарушение Rb-Sr систем в образцах под влиянием вторичных процессов, полностью отвечает предполагаемой геохимической ситуации.

Имеющиеся данные позволяют также получить информацию о соотношении времени регионального метаморфизма в изученном районе и времени ультраметаморфизма. Если не учитывать данные, полученные для образцов пород силлиманит-мусковитовой зоны, то все точки образцов немигматизированных парагнейсов образуют хорошую линейную зависимость (рис. 7), соответствующую возрасту 457 ± 38 млн. лет и первичному отношению Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7113 ± 0,0015 (регрессия № 6, табл. 3). То же наблюдается и для образцов мигматизированных пород. В последнем случае прямая регрессии (рис. 8) определяет возраст 485 ± 6 млн. лет и первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86}, равное 0,7095 ±0,0008 (регрессия № 7, табл. 3). Совпадение в пределах экспериментальных ошибок возрастов и первичных отношений для парагнейсов и мигматитов свидетельствует о том, что, во-первых, региональный метаморфизм и ультраметаморфизм на площади опробования были синхронными процессами и что, во-вторых, мигматизация имела изохимический характер. Эти выводы находятся в полном согласии с заключениями, сделанными для молданубской мигматизации М. Суком [45].

Заключение

Полученные геохронологические данные позволяют сделать ряд выводов, весьма существенных для понимания истории геологического развития изученной части Чешского массива.

Основным результатом проведенного исследования является установление времени становления метаморфической зональности к северу от Центрально-Молданубского плутона. Полученное значение возраста составляет 482 ± 6 млн. лет и согласно всем известным вариантам геохронологической шкалы фанерозоя [1, 7] соответствует ордовику. Согласие возрастов, вычисленных для парагнейсов и мигматитов гранатовой, кианитовой, силлиманитовой и кордиеритовой зон, указывает на то, что метаморфические процессы, проходившие в условиях умеренных и низких давлений, были разделены лишь небольшим промежутком времени. При этом следует оценить реальность альтернативного предполо-

жения о том, что вычисленное возрастное значение 482 ± 6 млн. лет (регрессия № 9, табл. 4) соответствует времени ультраметаморфизма, сопровождавшего метаморфизм низких давлений, тогда как структуры и минеральные ассоциации в породах, расположенных севернее изограды силлиманита, возникли в ходе более древнего метаморфического события.

Авторы полагают, что фактами, противоречащими такому заключению (во всяком случае для пород кианитовой зоны), являются попадание точки обр. 15, взятого вне зоны мигматизации, на изохрону, построенную для парагнейсов и мигматитов кианитовой, силлиманитовой и кордиеритовой зон (регрессия № 9, табл. 4), а также отсутствие андалузита в породах, которые в этом случае должны были подвергаться наложенному метаморфизму низких давлений в PT условиях, приведших к анатексису и мигматизации.

Для пород силлиманит-мусковитовой зоны получено более низкое значение возраста 401 ± 42 млн. лет, свидетельствующее в согласии с результатами работ И. Коутека [37] о проявлении в этой зоне (Ратайская зона) процессов диафтореза.

Вопрос о связи со времени процессов предполагаемого ордовикского регионального метаморфизма в исследованном районе и становлением Центрально-Молданубского плутона заслуживает дальнейшего изучения. Значения K-Ar и Rb-Sr возрастов отдельных минералов, выделенных из гранитов, слагающих плутон на чехословацкой и австрийской территориях [42, 43, 30, 48], находятся в интервале, отвечающем герцинской эпохе. В то же время Э. Егер с соавторами [30] получили для единичного образца циркона из граната согласующиеся U-Pb возрастные значения около 400 млн. лет, поэтому не исключено, что возраст Центрально-Молданубского плутона более древний, чем обычно принимаемый герцинский.

Что касается возникновения двух генераций мигматитов (силлиманит-биотитовых и кордиеритовых), описанных И. Крупичкой [32] в зонах, примыкающих к Центрально-Молданубскому плутону, то полученные данные указывают на близость этих процессов во времени.

Вычисленное значение возраста становления метаморфической зональности на территории северомолданубского (кутногорского) и южномолданубского комплексов 482 ± 6 млн. лет хорошо согласуется с данными, полученными Rb-Sr методом на образцах пород в целом для различных образований молданубикума (пара- и ортогнейсы, "гфельские" гнейсы, гранулиты) как в чехословацкой [47], так и в баварской [23–26] и австрийской [8, 9] его частях. В связи с этим принадлежность пород южномолданубского и северомолданубского (кутногорского) кристаллических комплексов к различным структурным этажам Чешского массива кажется сомнительной, что согласуется с выводами, сделанными в последние годы рядом авторов [37, 54, 53, 28].

Все результаты, определяющие время протекания различных геологических процессов на площади развития пород молданубского комплекса в широком смысле слова, соответствуют позднему кембрию и ордовику. Согласно представлениям М. Сука [47] в пределах Чешского массива

выделяются два самостоятельных тектонометаморфических цикла – кадомский, протекавший от верхнего протерозоя до ордовика, и герцинский – от ордовика (!) до перми. Датированные в настоящей и других упомянутых работах метаморфические события в интервале 460–500 млн. лет, по-видимому, связаны с завершающими фазами кадомского (ассинтского) цикла.

Полученный для пород гранатовой, кианитовой, силлиманитовой и кордиеритовой зон ордовикский возраст метаморфизма противоречит высказываемому в литературе мнению, согласно которому редкие гальки метаморфических пород в эокембрийских конгломератах Рудных гор [15, 22] ведут свое происхождение с исследованной территории Чешского массива. Область сноса следует, вероятно, искать в докембрии Восточно-Европейской платформы, как предполагают для баварской части Чешского массива Б. Грауерт и соавторы [25], а для чехословацкой части – З. Вейнар [49] и М. Сук [47]. Возможно, что те же или близкие по возрасту метаморфические породы Восточно-Европейской платформы являются и источником обломочного материала верхнепротерозойских и нижнепалеозойских конгломератов и граувакк других районов Чешского массива [21, 20, 12]. Вопрос о том, какое распространение и значение на территории Чешского массива имели более древние эпохи складчатости и метаморфизма, остается открытым. В этой связи следует отметить, что, если возрастное значение 640 ± 160 млн. лет, полученное в настоящей работе для слабо метаморфизованных пород рудногорского комплекса, рассматривать как время метаморфизма (согласно второму варианту интерпретации), то породы хлоритовой и биотитовой зон этого комплекса могли бы служить исходным материалом галек, встречающихся в эокембрийских конгломератах Рудных гор.

Возможность оценки стратиграфического возраста пород исследованного района критически зависит от того, оставались ли эти породы после отложения замкнутыми системами по отношению к Rb и Sr в региональном масштабе или нет. Если метаморфизм изученных пород носил изохимический характер, как предполагают В. Зоубек [53, 54] и М. Сук [46], то максимальный возраст отложения может быть найден с учетом первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в парагнейсах, равного 0,7113 ± ± 0,0015 (регрессия № 6, табл. 3), и содержаний Rb и Sr в образцах парагнейсов соответствующих метаморфических зон. При этом предполагается, что изученный набор образцов является представительным для оценки среднего Rb/Sr отношения в первичных осадочных породах. Последнее условие не может считаться выполненным из-за малого количества проанализированных образцов парагнейсов, однако небольшой интервал вариаций содержаний и в этих образцах дает возможность использовать вычисленное среднее значение для грубой оценки максимального дометаморфического возраста пород. Значения параметров $[(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0{,}7113$, Rb = 132 мкг/г, Sr = 162 мкг/г] определяют максимальный возраст седиментации в 660 млн. лет, если отношение Sr^{87}/Sr^{86} в верхней мантии в это время принимается равным 0,7050. Возраст 660 млн. лет не противоречит оценкам, произведенным Б. Грауертом и соавторами [25, 26] на основании изучения детритовых цирконов

из метакварцитов молданубикума восточной Баварии. Если, однако, породы были открытыми системами по отношению к Rb и Sr в ходе или до ордовикского метаморфизма, то для них возможен практически любой стратиграфический возраст, превышающий 457 ± 38 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д.* и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. – МГК. 22 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций. М. 1964, с. 287–324.
2. *Варшавская Э.С., Горохов И.М., Крылов И.Н., Кутявин Э.П., Самсонов С.П.* Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований в области абсолютной геохронологии. М. 1975. с. 30–36.
3. *Глебовицкий В.А.* Проблемы изучения эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 128 с.
4. *Горохов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Дранник А.С.* Rb-Sr возраст пород Овручского кряжа, Северо-Западная Украина. – В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М. 1973, с. 22–23.
5. *Кратц К.О., Горохов И.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Мельников Н.Н.* Возрастные границы ятулийской формации. – В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кал казско-Карпатской системы. М., 1975. с. 22–23.
6. *Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А.* Графические методы изотопной геологии. М. 1974. 207 с.
7. *Armstrong R.L., Mcdowall W.G.* Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. Intern. Meeting for Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Paris. 1974. Abstracts.
8. *Arnold A.* Geochronology of some Moldanubian rocks. ECOG III. Oxford. 1973. Abstracts.
9. *Arnold A., Scharbert H.G.* Rb-Sr Alterbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. 53, No. 1, 61–78, 1973.
10. *Beneš K.* Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kern der Böhmischen Masse. – Krystalinikum 1, 11–28, 1962.
11. *Beneš K.* Structural analysis of Moldanubian-Assyntian boundary at the NE margin of the Moldanubian core. – Rozpravy ČSAV, řada mat.-přír. věd 74, No. 2, 1–78, 1964.
12. *Bernardová E., Chád J.* Präassynticshe kristalline Schiefer als klastisches Material in jungproterozoischen Grauwacken im NW-Teil des Barrandiums. Geologie 17, No. 6–7, 753–775, 1968.
13. *Bofinger V.M., Compston W., Gulson B.L.* A Rb-Sr study of the Lower Siluriam stage circle shale, Canberra, Australia. – Geochim. Cosmochim. Acta 34, No. 4, 433–445, 1970.
14. *Chaudhuri S., Faure G.* Geochronology of the Keweenawan rocks, White Pine, Michigan. Econ. Geol. 62, No. 8, 1011–1033, 1967.
15. *Culek A.* Algonkické slepence se žulovými valouny v Železných horách. – Zpr. geol. úst. 18, 181–186, 1942.
16. *Dudek A., Fediuk F.* Zur Altersfrage der Metamorphose im barrandienischen Proterozoikum. – Geologie 4, No. 4, 397–403, 1955.
17. *Dudek A., Suk M.* Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. – Ber. geol. Ges. DDR 10, No. 2, 147–161, 1965.
18. *Faure G., Murtaugh J.G., Montigny R.J.E.* The geology and geochronology of the basement complex of the Central Transantarctic Mountains. – Can. J. Earth Sci. 5, No. 3, p. 2, 555–560, 1968.

19. *Fediuk F.* Die kristallinen Gerölle aus dem Konglomerat bei Rožmitál (Résumé). – Věst. ústř. úst. geol. 34, 6, 1969.
20. *Fediuk F.* Cordierite in the moldanubian gneisses. Krystalinikum 7, 183–204, 1971.
21. *Fiala F.* Contribution to our knowledge of the so-called Algonkian conglomerates of the NW part of the Železné hory. – Sbor. ústř. úst. geol. 18, 117–135, 1951.
22. *Fiala F., Svoboda J.* The problem of the Subcambrian and of the Subcambrian glaciation in Železné hory (Eastern Bohemia). Sbor. ústř. úst. geol. 22, 257–304, 1956.
23. *Ficsher G., Troll G.* Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. Geologica Bavarica, 68, 7–44, 1973.
24. *Gebauer D., Grünenfelder M.* Vergleichende U/Pb- und Rb/Sr-Alterbestimmungen im beyerischen Teil des Moldanubikums. Fortschr. Miner. 50, No. 3, 4, 1973.
25. *Grauert B., Hänny R., Soptrajanova G.* Age and origin of detrital zircons from the Pre-Prmian basement of the Bohemian Massif and the Alps. – Contr. Mineral. and Petrol., 40, No. 2, 105–130, 1973.
26. *Grauert B., Hänny R., Soptrajanova G.* Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: The Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, eastern Bavaria, Germany. – Contr. Mineral. and Petrol., 45, No. 1, 37–64, 1974.
27. *Hofmann A., Köhler H.* Whole-rock Rb-Sr ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. Neues Jahrb. Mineral., 119, No. 2, 163–187, 1973.
28. *Holubec J.* Struktura kutnohorsko-moldanubické jednotky a její začlenění do obloukové stavby Českého masivu. Geofond, Praha., 34, 1975.
29. *Hurley P.M., Pinson W.H., Nagy B., Teska T.M.* Ancient age of the Middle Marker Horizon, Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Afri.. Eatrh Planet. Sci. Letters 14, No., 360–366, 1972.
30. *Jäger E., Grunenfelder M., Grögler N., Schroll E.* Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt. 3e Folge, 10, No. 1–4, 528–534, 1965.
31. *Koutek J.* K tektonice Kutnohorska přilehlého Posázavi. – Zprávy geol. ústavu pro Čechy a Moravu 8, 111–113, 1943.
32. *Krupička J.* The contact zone in the north of the Moldanubian pluton. – Krystalinikum 6, 7–39, 1968.
33. *Losert J.* Contribution to the problem of the pre-Assyntian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. – Krystalinikum 5, 61–84, 1967.
34. *Losert J.* On the volcanogeneous origin of some moldanubian leptynites. – Krystalinikum, 7, 61–84, 1971.
35. *Losert J.* Nodulární sillimanitické horniny moldanubika Českého masivu. – Geofond, Praha. 361, 1975.
36. *Losert J.* Sillimanite fibrolitique du Moldanubicum du Massif de Bohême et ses analogies à celle des massifs cristallins varisque de l'Europe occidentale. Publication sous presse, 32 p. Rennes, Colloque Intern. de CNRS. 1976.
37. *Maška M.* Geologické závěry z leteckých geofyzikálnich měření. Geofond, Praha. 1963.
38. *Maška M., Zoubek V.* Area of the Variscan intramontane block. – In: Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha. 1960, 25–51.
39. *McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A.* The stasistical assessment of Rb-Sr isochrons. – J. Geophys. Res. 71, No. 22, 5459–5468 (1966).
40. *Nicolaysen L.O.* Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. – Ann. N.Y. Acad. Sci. 91, art. 2, 198–206, 1961.
41. *Obradovich J.D., Peterman Z.E.* Geochronology of the Belt Series, Montana. – Can. J. Earth Sci. 5, N 3, p. 2, 737–748, 1968.
42. *Šmejkal V.* Absolutni stáří některých granitoidů a metamorfitů Českého masivu stanovene K-Ar metodou. – Věst. Ustř. úst. geol. 35, N 6, 441–449. 1960.
43. *Šmejkal V.* Absolutni stáři některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu K-Ar metodou. (II. část). – Sborn. geol. věd. G 4, 121–136, 1964.
44. *Spears D.A.* The Rb-Sr age dating of some Carboniferous shales. – Geochim. – Cosmochim. Acta 38, N 2, 235–244, 1974.

45. *Suk M.* Material characteristics of the metamorphism and migmatization of moldanubian paragneisses in Central Bohemia. – Krystalinikum 2, 71–105, 1964.
46. *Suk M.* Contribution to problem of material import during the metamorphism of pelitic schists. Krystalinikum 7, 135–148, 1971.
47. *Suk M.* Metamorfní vývoj Českého masivu. Sbor. přednášek na slavnost. semináři k 30. výročí osvobození vlasti Sovět. armádou. Ústř. ústav geologický. Praha. 21–25, 1975.
48. *Thiele O.* Physikalische Alterbestimmung an Gestainen des Mühlviertels. Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. – Katalog. Landesmuseuns. 24–33, 1969.
49. *Vejnar Z.* Grundfragen des Moldanubikums und seiner Stellung in der Böhmischen Masse. – Geol Rundschau 60, N. 4, 1455–1465, 1971.
50. *Whitney P.R., Hurley P.M.* The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determination. Geochim. Cosmochim. Acta 28, N 4, 425–436, 1964.
51. *Williamson J.H.* Least-squares fitting of a straight line. Can. J. Phys. 46, N 16, 1845–1847, 1968.
52. *Zoubek V.* O injekčním a kontaktním metamotfismu v okoli Pelhřimova. – Sbor. geol. ustavu ČSR, 7, 263–413, 1927.
53. *Zoubek V.* Některé kritické problémy krystalinika Českého masivu. – Čas. pro mineralogii a geologii, 151–155, 1967a.
54. *Zoubek V.* Einige Hauptmerkmale und Probleme des Präkambriums der Böhmischen Masse und der Westkarpathen im gegenseitigen Vergleich. Mitt. Geol. Wien 60, 97–108, 1967b.

Н.Г. УДОВКИНА, А. ДУДЕК, М. ЛАНГ

ЭКЛОГИТЫ ЧЕШСКОГО МАССИВА И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ СССР

(некоторые особенности геологической позиции и вещественного состава)

Несмотря на значительные успехи в области изучения эклогитов, достигнутые за последние годы, эта проблема в целом до сих пор ставит перед исследователями много нерешенных задач. Генезис эклогитов, их возраст, геологическая позиция и место в истории формирования метаморфических комплексов широко обсуждаются в литературе. Существование в природе мантийных эклогитов, вынесенных на поверхность кимберлитовой и базальтовой магмой в виде ксенолитов, у большинства исследователей не вызывает сомнения, генезис эклогитов, развитых среди различных метаморфических толщ, – вопрос наиболее сложный и дискуссионный. Это объясняется тем, что толщи, включающие эклогиты, представляют нередко комплекс пород, претерпевших полихронный метаморфизм различных фаций температур и глубинности от гранулитовой и амфиболитовой до фации зеленых сланцев, а сами эклогиты – реликтовые образования, контакт которых с вмещающими толщами либо тектонический, либо постепенный и завуалирован более поздними метаморфическими процессами.

Одним из сложных вопросов эклогитовой проблемы является вопрос об алмазоносных эклогитах. До сих пор находки таких пород были известны в кимберлитовых трубках и их связывали с мантийными эклогитами. Однако обнаружение алмаза в коровых эклогитах Кокчетавской глыбы [19] ставит по-новому проблему эклогитов в целом.

Среди эклогитов земной коры Н.Л. Добрецов с соавторами [8] выделяют следующие типы: 1) эклогиты, связанные с гипербазитами; 2) эклогиты дистен-гнейсовых и дистен-сланцевых комплексов; 3) эклогиты комплексов глаукофановых сланцев. Первые два типа нередко встречаются вместе (Норвегия, Альпы, Урал, Кокчетавская глыба, Тянь-Шань).

В пределах Чехословакии широко представлены эклогиты, ассоциирующие с ультраосновными породами. По геологическому положению и вещественному составу они имеют некоторые общие черты с эклогитами метаморфических толщ СССР, в частности, с эклогитами Урала, Кокчетавской глыбы, Тянь-Шаня и Памира.

Геологическое положение эклогитов

Эклогитовые породы Чешского массива довольно широко распространены в отдельных областях молданубикума, меньше в Крушных (Рудные горы, ЧССР) и Сових горах (ПНР).

Молданубикум и Рудные (Крушные) горы являются составными частями Чешского массива и ограничены от окружающих толщ зонами разломов. По данным геофизики, мощность земной коры в пределах Чешского массива колеблется от 36 до 40 км [24, 25].

Породы молданубикума большинство исследователей [33, 39] относили к нижне-среднепротерозойским образованиям, а некоторые к архею

[27]. А. Дудек и М. Сук [9] предполагают, что бо́льшая часть пород пестрой серии молданубикума имеют протерозойский[1] возраст.

Рудные горы являются краевой частью Чешского массива и представляют тектонический блок, сложенный более молодыми, чем молданубикум, породами верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста.

Породы молданубикской зоны по литологическому составу разделяют на две серии – "монотонную" и "пеструю"[2]. Последние считают более молодыми.

Монотонная серия сложена, главным образом, парагнейсами, возникшими по переслаивающимся пелитовым и псаммитовым (грауваккковым) отложениям. Пестрая серия представлена гнейсами, кварцитами, амфиболитами, эрланами, графитистыми и карбонатными породами. Для нее характерно присутствие метаморфизованных магматических пород кислого (гранулиты, ортогнейсы) и основного (амфиболиты) составов и гипербазитов. Предполагают, что породы пестрой серии образовались в результате обмеления бассейна седиментации и мощной деятельности начального (инициального) вулканизма [9]; к последнему относят также гранулиты как продукты метаморфизма кислых эффузивов и их туфов [42 и др.]. Пестрая серия связана постепенными переходами к монотонной.

Эклогиты развиты по всему разрезу кристаллических пород молданубикума. В большинстве случаев они являются составными частями тел гранатовых и безгранатовых серпентинитов или образуют в них прослои. Реже эклогиты встречаются как самостоятельные тела среди парагнейсов, мигматитов, гранулитов и ортогнейсов.

Породы молданубикума претерпели полихронный метаморфизм от докембрия до варисского времени. Наиболее древний, динамо-термальный метаморфизм связывают с кадомской (байкальской) или более древней складчатостью. С варисским метаморфизмом связано возникновение минеральных парагнейсов высоких температур и низких давлений [9]. Степень метаморфизма проявлена в различных зонах молданубикума неравномерно. Она возрастает от северо-западных зон и центральной части; в северной и северо-восточной зонах молданубикума встречаются породы кианит-мусковит-кварцевой и ставролит-кварцевой субфации[3], а в средних частях – силлиманит-альмандиновой и роговообманково-гранулитовой. В конечную фазу докембрийского метаморфизма образовались ортогнейсы различного типа.

В пределах молданубикума эклогиты локализованы в различных метаморфических зонах. Их минеральные парагнейсы часто не соответствуют фациям окружающих толщ. Так эклогиты встречаются в областях сложенных гранулитами и "гфёлскими" гнейсами (мигматизированные гнейсы), в зонах развития кордиеритовых мигматитов, биотит-силлиманитовых и двуслюдяных гнейсов [30].

---

[1] Верхний докембрий по В. Зоубеку.

[2] Выделяют и третью – флишевую (примечание В. Зоубека).

[3] По А. Дудеку [9] это реликтовые участки.

Обычно эклогиты ассоциируют с гранатовыми и безгранатовыми серпентинитами и перидотитами или являются составными частями ультраосновных тел, образуя полосы и прослои мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, или мелкие включения округлой формы. Реже эклогиты появляются как небольшие самостоятельные тела среди гнейсов, но и в таких случаях в зонах развития эклогитов встречаются ультраосновные породы. Эклогитовые тела ориентированы согласно с вмещающими их толщами и сосредоточены в зонах разломов, явно выраженных или переработанных.

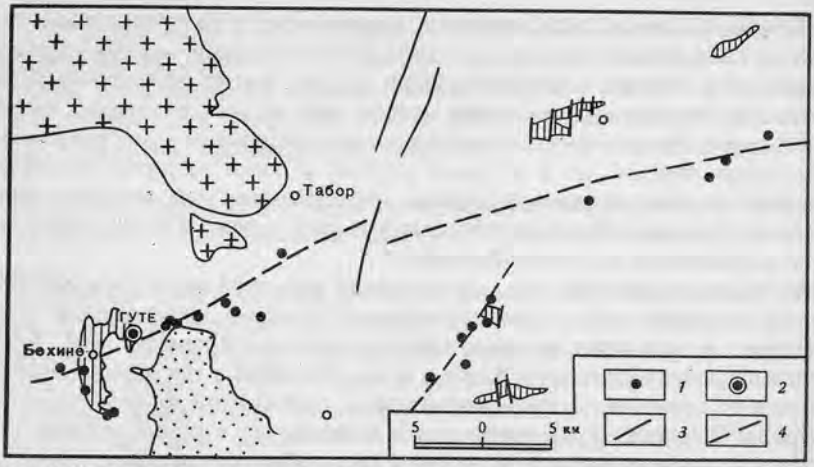
В Рудных горах эклогиты развиты среди метаморфического комплекса пород, представленных кристаллическими сланцами, парагнейсами, ортогнейсами и мигматитами верхнепротерозойского возраста [40]. Часть кристаллических сланцев В. Зоубек [43] объединил в так называемый переходный комплекс предположительно докембрийско-кембрийского возраста. Эклогиты Рудных гор редко ассоциируют с гипербазитами. Они встречаются в центральной части структуры, образуют цепочки линзовидных тел мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров и вытянутых согласно с общим простиранием вмещающих толщ. Обычно эклогиты превращены в гранатовые и безгранатовые амфиболиты и нередко рассланцованы. Неизмененные или слабо измененные разновидности встречаются редко и лишь в центральных частях крупных тел.

В отношении генезиса рудногорских эклогитов существуют несколько точек зрения. Так, Цартнер [41, 45] пришел к выводу, что эклогиты возникли за счет основных вулканитов. Вместе с тем он допускал возможность их образования за счет мергелистых пород, богатых Ca и Mg. По мнению В. Саттрана [38], линзы, эклогит-амфиболитов района с. Меденец являются результатом будинирования пластовых тел и представляют полиметаморфно преобразованные основные магматические породы докембрийского возраста. Эти преобразования связаны с кадомским (начальная стадия) и варисским (конечная стадия) тектогенезами. Эклогиты Рудных гор как и молданубикума локализованы в зонах разломов и развиты в пределах древних толщ, не занимая какого-либо четкого положения в разрезе (рис. 1, 2).

Геологическая позиция и особенности состава эклогитов молданубикума позволили А. Дудеку [29] и Й. Фиале [31] прийти к заключению, что они образовались в верхней мантии или в глубоких горизонтах земной коры и были вынесены на поверхность в ходе тектонических и метаморфических процессов вместе с гипербазитами и кислыми вулканитами.

История развития молданубикума и геологическая позиция эклогитов имеют много общего с Кокчетавской глыбой (СССР). В отличие от молданубикума эклогиты Кокчетавской глыбы залегают в породах более низких ступеней метаморфизма, хотя И.Ф. Трусова [21] считает, что в пределах этого региона имеются реликты гранулитовой фации. Кроме того, эклогиты здесь реже ассоциируются с гипербазитами и отличаются более железистым гранатом по сравнению с эклогитами молданубикской толщи.

По геофизическим данным Кокчетавская глыба – четко ограниченная глубинными разломами субплатформенная структура. Мощность коры на глыбе 50–52 км ("гранитный слой" 16–19, "базальтовый" – 32–

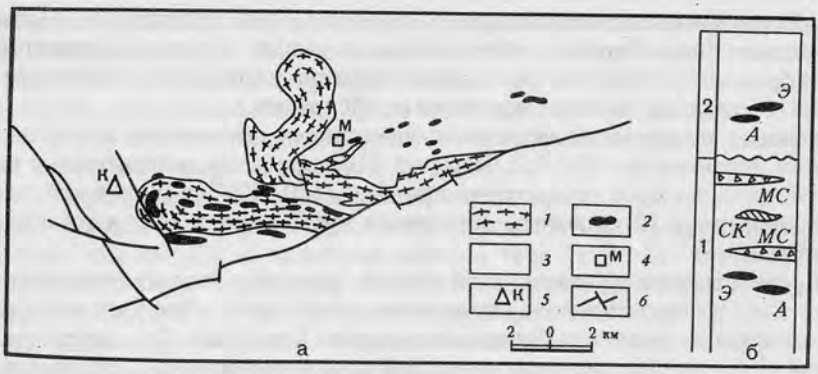


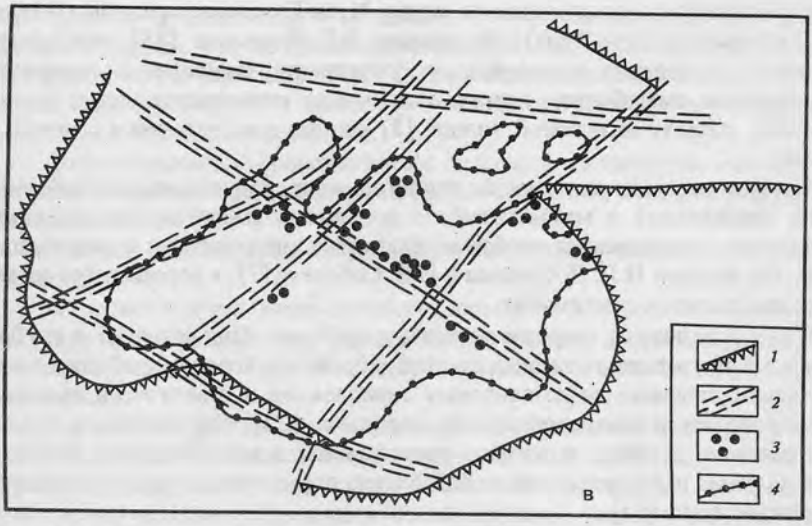
Р и с. 1. Схема геологического строения восточных окрестностей г. Бехине
Район представлен в основном молданубикскими биотит-силлиманитовыми парагнейсами с телами ортогнейсов (вертикальная штриховка), интрузивами среднечешского плутона (крестики) и верхнемеловыми отложениями (пунктир)
1 – проявления эклогитов и серпентинитов; *2* – местопроявление Гуте, *3* – разломы, *4* – предполагаемые древние (в настоящее время переработанные) линии разломов

35 км) [5]. В современном эрозионном срезе обнажаются преимущественно рифейские бедные кальцием глиноземистые сланцы и гнейсы средних ступеней метаморфизма (гранат-кианит-плагиоклазовые, гранат-силлиманит-биотит-кварцевые, гранат-андалузит-кварцевые сланцы, гнейсы с постоянно присутствующим мусковитом). В южной и средней частях глыбы степень метаморфизма несколько выше: здесь широко развиты гранитоиды зерендинского типа (каледонского возраста). По мнению большинства исследователей, сланцы и гнейсы образовались по уплотненным пелитовым осадкам в процессе метаморфизма и гранитизации в рифейское время. К северу степень метаморфизма снижается, вплоть до появления пород фации зеленых (хлоритовых) сланцев.

В настоящее время грубо намечаются некоторые "зоны активизации", т.е. долго живущие структуры глубинного заложения, возникшие, по-видимому, еще в дорифейское время [18]. Они четко фиксируются по распределению основных и ультраосновных щелочных пород (с карбонатитами), мощных зон калиевого метасоматоза. В общем случае они подчеркиваются и выходами эклогитовых тел. На некоторых участках с эклогитами ассоциируют гранатовые перидотиты и серпентиниты, габброиды, друзиты, гиперстенсодержащие породы.

О происхождении эклогитов Кокчетавской глыбы имеется несколько точек зрения. Одни предполагают, что эклогиты возникли за счет габбро-диабазов [1] или мергелисто-известковистых осадков [21] в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. И.А. Ефимов [10] допускает возможность "выноса" эклогитов из мантии в ходе воздыма-





Р и с. 2. Геологическая схема (*а*) окрестностей г. Меденец и стратиграфическая колонка центральной части Рудных гор (*б*)

а: 1 – ортогнейсы; *2* – эклогиты; *3* – парагнейсы, слюдяные сланцы; *4* – г. Меденец; *5* – г. Клиновец; *6* – разломы

б: 1 – протерозой (псаммитовые и пелитовые породы с линзами карбонатных пород и пирокластического материала, пласты основных мигматитов) : *э* – эклогиты, *а* – амфиболиты, *ск* – скарны, *мс* – мусковитовые сланцы. *2* – протерозой и кембрий "переходного комплекса": песчаники и сланцы с линзами граувакк, конгломератов и карбонатов, пласты основных мигматитов

в – размещение эклогитов на структурно-тектонической схеме Кокчетавской глыбы по Ф.А. Летникову

1 – границы глыбы по геофизическим данным; *2* – зоны активизации; *3* – участки развития эклогитов (по данным геологосъемочных работ и литературным данным) ; *4* – граница развития пород амфиболитовой фации

ния Кокчетавского антиклинория. Последние годы в пределах глыбы (в районе Енбек-Берлык) обнаружены взаимные переходы эклогитов в габброиды [7, 18], что подтверждает предположение М.А. Абдулкабировой о генетической связи эклогитов и габброидов.

Условия образования эклогитов оцениваются различными исследователями неодинаково. По Л.Л. Перчуку [18] процессы эклогитизации на Кокчетавской глыбе происходят при Т – 550–600° и Р = 6 кб, по Н.Л. Добрецову [8] эклогиты образуются при Т не ниже 700° и давлении 10 кб и выше.

Кроме сходства с Кокчетавской глыбой, отдельные толщи молданубикской зоны по геологическому положению и литологии обнаруживают черты сходства с эклогитсодержащими толщами Тянь-Шаня. Так, двуслюдяные и мусковитовые мигматитовые гнейсы молданубикума (в частности, район Кутна гора), включающие метаморфизованные тела эклогитов, по геологическим особенностям и характеру метаморфизма очень напоминают дорифейскую актюзскую толщу Муэн-Кумского срединного массива (Северный Тянь-Шань). По данным В.Г. Королева [13], эта толща залегает в основании дорифейского фундамента. Измененные эклогиты и гранатовые амфиболиты встречаются в виде линзовидных тел и будин по всему разрезу актюзской толщи [2] иногда в ассоциации с серпентинитами.

Нижняя подсвита актюзской толщи сложена аплитовидными гнейсами (типа лептинитов) и мигматитами с прослоями амфиболитов; средняя и верхняя – различными гнейсами, сланцами, мигматитами и амфиболитами. По данным Н.Л. Добрецова и Н.В. Соболева [7], в породах этой серии известны дистен и силлиманит.

В СССР эклогиты широко развиты и на Урале. Они залегают в глубокометаморфизованных толщах докембрийских гнейсово-амфиболитового и слюдяно-сланцево-амфиболитовых комплексов и генетически связаны с габброидами и ультраосновными породами [22]. Структуры, в пределах которых развиты эклогиты, расположены в зоне Главного Глубинного разлома и представляют собой блоки, ограниченные от окружающих свит разломами [23].

На Кавказе эклогиты приурочены к шовной зоне, разделяющей Главный и Передовой хребты [54, 16].

Особенности вещественного состава эклогитов

Этому вопросу посвящено много работ как советских, так и чешских исследователей, поэтому мы остановимся лишь на новых данных, полученных в результате совместных исследований. Все анализы, приведенные в настоящей статье, выполнены в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

На основе минерального состава и химизма главных минералов среди эклогитов Чехословакии выделяют четыре типа [30].

1. Пироп-альмандин-гроссуляровые эклогиты содержат гранат, в котором главные составные представлены в равных количествах, или альмандиновая составная слабо преобладает. Клинопироксен характеризуется повышенным содержанием натрия. Эти эклогиты являются составной

частью серпентинитовых тел, где они образуют полосы мощностью порядка десятков метров. Иногда они образуют самостоятельные небольшие тела среди гнейсов, но встречаются совместно с серпентинитами и амфиболитами, прослеживаясь как будто вдоль древних зон разломов. Иногда они образуют самостоятельные тела без явной ассоциации с гипербазитами (Крушные горы – окрестности Меденец).

2. Пироп-альмандиновые эклогиты имеют гранат с резким преобладанием пироповой составляющей; клинопироксен в них содержит меньше натрия, чем омфациты эклогитов первого типа (табл. 1). Эти эклогиты образуют полосы мощностью в несколько десятков сантиметров или мелкие округлой формы включения в серпентинитах.

3. Пироповые эклогиты. Главным отличием их является более магнезиальный гранат (содержащий до 70% пиропа), присутствие в породах ортопироксена, акцессорной шпинели [36, 37] и низкая щелочность пироксена. Они тесно связаны с гранатовыми серпентинитами, образуя в них полоски незначительной мощности и обособления округлой и линзовидной формы. Состав граната из эклогитов и вмещающих ультраосновных пород почти одинаков. Они различаются в основном лишь по содержанию хрома, которого в гранате эклогитов значительно меньше, чем в гранате из ультраосновных пород.

4. Пироп-альмандин-гроссуляровые эклогиты с кианитом – очень редкий тип, встречающийся только в пределах основного комплекса в районе Марианске Лазне.

Эклогиты первых трех типов могут встречаться совместно в одном обнажении.

Для сопоставления вещественного состава и возраста эклогитов молданубикума и Крушных гор были отобраны образцы амфиболсодержащих эклогитов из района Гуте (Молданубикум) и района с. Меденец (Крушные горы).

Эклогиты из района Гуте относятся к пироп-альмандин-гроссуляровому типу. Они выступают вблизи границы монотонной серии с пестрой серией молданубской зоны среди силлиманит-биотитовых парагнейсов, в которых местами встречаются более крупные тела биотитовых ортогнейсов. Линзообразное тело эклогитов, длиной в 400 м и шириной в 100 м, прослеживается в северо-западном направлении. Эклогиты отличаются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием зон, сложенных минералами различной крупности зерен и неодинаковым содержанием главных составных частей. Полосчатость наблюдается и в шлифах в виде чередований полосок бурого амфибола с гранат-пироксеновыми полосками. Эклогит состоит из граната, клинопироксена, бурого амфибола и пирротина, в виде акцессориев присутствуют магнетит, ильменит, титанит, рутил и цоизит. Вдоль трещин образуется вторичная роговая обманка.

Эклогиты района Меденец – мелкозернистые (11-чех) и среднезернистые породы (12-чех) сложены светло-зеленым омфацитом, розовым и красным гранатом и буровато-зеленой роговой обманкой. В качестве акцессорных присутствуют рутил, ильменит, апатит, циркон. Как вторичные присутствуют кварц, мусковит, полевой шпат (олигоклаз), актинолит,

Таблица 1

Особенности породообразующих минералов эклогитов из метаморфических толщ и алмазоносных эклогитов кимберлитовых трубок

№ пп	Разновидности эклогитов, регион	Компонентный состав граната (мол. %)			Железистость граната	Na_2O в пироксене
		Пироп	Альмандин + спессартин	Са-компонент*		
1	Пироп-альмандин-гроссуляровые (Чехословакия)	21–35	37–50,5	21–40	54–75	2,10–6,75
2	Пироп-альмандиновые (Чехословакия)	57–59,5	25–30	14–16	33–45	0,85–2,17
3	Пироповые эклогиты (Чехословакия)	70–73	13–15	3,6–9	23–27	0,08–1,84
4	Пироповые эклогиты (Полярный Урал)	36–55	24–44	17–26	20–54	3,08–4,05
5	Альмандиновые (Полярный Урал)	28–40	42–57	15–31	66–67	4,94–6,65
6	Альмандиновые рутиловые (Полярный Урал)	15–23	49–60	18–28	68–82	
7	Альмандиновые (Южный Урал)	10–27	48–63	18–34,4	63–85	6,0–8,90
8	Альмандиновые (Казахстан)	21–26	40–50	21–33	62–73	2,65–4,25
9	Алмазоносные эклогиты кимберлитовых трубок	28,5–61	30,3–45,8	8,7–25,7	33,2–62	4,76–8,99
10	Минералы эклогитового парагенезиса в алмазах	30–54	28–66	4–37	38–69	1,49–6,89
11	Эклогиты из ксенолитов в фергусит-порфировой трубке (Памир)	24–38	40–52	10–28	52–61	2,53–4,72

* – гроссуляр + андрадит + – андрадит

Литературный источник: 1, 2 – [36]; 3 – [36]: 4–6 – [22]; 7 – [14] и данные Удовкиной Н.Г.; 8 – [10,8] и данные Удовкиной Н.Г.; 9, 10 – [20]; 11 – [6] и данные Удовкиной Н.Г.

Таблица 2

Химические составы граната и пироксена из эклогитов Крушных гор

Окислы \ Образец	11	12	11	12
	Гранат	Гранат	Пироксен	Пироксен
SiO_2	39,33	40,50	55,63	54,35
TiO_2	1,10	0,26	1,36	0,25
Al_2O_3	20,94	21,48	11,63	12,40
Fe_2O_3	0,44	6,75	1,27	1,69
FeO	23,76	12,10	1,72	2,73
MnO	0,42	0,45	0,04	0,09
MgO	5,21	7,40	8,63	7,90
CaO	8,38	10,30	11,88	13,70
Na_2O	0,16	0,21	7,23	5,82
K_2O	0,07	0,25	0,07	0,19
H_2O^-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,50
H_2O^+	0,21	"	0,22	0,018
Cr_2O_3			0,01	
Сумма	100,02	99,70	99,69	99,638
Железистость	72,3	57,9	15,8	23,44
Пироп	20,7	29,3	Жадеит 42,2	32,7
Альмандин	54,6	40,3	Акмит 1,1	4,2
Спессартин	1,0	1,0	Чермакит –	5,2
Гроссуляр	23,7	29,4	Геденбергит 8,5	9,8
			Диопсид 43,5	45,9
			Энстатит 4,7	2,2

Структурные формулы гранатов:

Обр. 11 $(Mg_{0,625}Fe^{\cdot\cdot}_{1,633}Mn_{0,028}Ca_{0,715})_{3,001}Al_{1,969}Si_3O_{12}$;

Обр. 12 $(Mg_{0,858}Fe^{\cdot\cdot}_{1,182}Mn_{0,028}Ca_{0,863})_{3,001}(Al_{1,979}Ti_{0,18})_{2,997}Si_{2,932}O_{12}$;

пироксенов:

Обр. 11 $(Na_{0,501}K_{0,004}Ca_{0,467}Mg_{0,460}Fe^{\cdot\cdot}_{0,065}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,009}Al_{0,493})_2Si_{2,001}O_6$;

Обр. 12 $(Na_{0,404}K_{0,008}Ca_{0,524}Mg_{0,421}Fe^{\cdot\cdot}_{0,081}Mn_{0,002}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,047}Al_{0,470}Ti_{0,006})_{2,083}$

$(Si_{1,946}Al_{0,054})_2O_6$.

Примечание. TiO_2 не учитывалось, так как минералы содержат включения рутила.

цоизит и эпидот. В некоторых образцах встречаются вторичные глаукофан и куммингтонит. По составу породообразующих минералов их можно отнести к эклогитам первого типа (пироп-альмандиновым). Анализы породообразующих минералов и эклогитов Рудных гор приведены в табл. 2. По химическому составу пород они отличаются от молданубикских эклогитов более высоким содержанием Na и меньшей основностью, что видно из табл. 3. Надежным индикатором физико-химических условий генезиса пород являются роговые обманки [15].

Таблица 3

Химические составы эклогитов

Окислы	Чехословакия			Полярный Урал	Южный Урал	Казахстан
	1*	2	3	4	5	6
	11	12	138	293	133/19	70/66
SiO_2	51,38	51,48	42,20	42,70	49,40	49,39
TiO_2	1,36	1,55	2,38	3,90	0,86	1,82
Al_2O_3	15,01	14,20	13,43	14,85	15,03	14,15
Cr_2O_3	0,05	0,02	0,07			
Fe_2O_3	1,71	1,47	0,90	3,58	2,12	2,19
FeO	8,09	8,10	13,36	17,21	8,15	11,38
MnO	0,18	0,18	0,23	0,20	0,18	0,23
MgO	8,00	8,03	10,37	5,91	8,52	6,87
CaO	11,30	10,19	13,92	9,10	10,31	10,77
SrO			0,02			
NiO	0,007	0,009				
CoO	0,006	0,006				
V_2O_5	0,05	0,06	0,10			
Na_2O	3,19	4,31	2,23	2,13	4,07	1,90
K_2O	0,36	0,24	0,30	0,33	0,72	0,20
H_2O^-	Не обн.	0,04	0,08	0,11	0,20	0,20
H_2O^+	0,30	0,24	0,72	0,45	0,39	0,29
CO_2					0,45	0,28
Сумма	100,39	100,12	100,31	100,47	100,40	99,67
Аналитик		А.И. Гусева		В.А. Гаршина	Л.М. Крутецкая	

* Места взятия образцов: 1 – Меденец; 2 – Старе Мисто; 3 – Гуте, 4 – Слюдяная Горка; 5 – р. Сакмара; 6 – оз. Кумды-Куль.

С целью сравнения роговых обманок эклогитов молданубикума и Рудных гор мы изучили бурую роговую обманку из эклогитов района Гуте и светлокоричневую – из эклогитов Рудных гор (район г. Меденец).

Как видно из химических анализов (табл. 4), роговые обманки различаются по содержанию и характеру распределения Al в октаэдрической и тетраэдрической координациях. Несмотря на более высокое содержание глинозема в эклогитах района г. Меденец (табл. 3), роговая обманка их менее глиноземистая, чем роговая обманка эклогитов района Гуте. Эти отличия связаны, вероятно, с различными термодинамическими условиями их формирования и химизмом пород. Судя по более высокому содержанию Al в октаэдрической координации, бурая роговая обманка района Гуте образовалась при более высоком P, чем вторая. Высокое содержание OH в ее структурной формуле говорит о том, что температура образования была, вероятно, ниже, чем при формировании роговой обманки эклогитов района Меденец. По химическому составу бурая роговая обманка из эклогитов г. Гуте близка к вторичному каринтину из кварц-каринтиновых прожилков в эклогитах Австрии, описанных Херич и Калер [34]. Роговая обманка из эклогитов района Меденец близка по соста-

Таблица 4

Химические составы роговых обманок из эклогитов лакколита Гуте (Молданубикум), (обр. 138) и Меденец (Рудные горы), (обр. 11)

Окислы	138	11
SiO_2	43,21	50,50
TiO_2	1,32	0,78
Al_2O_3	15,20	13,24
Fe_2O_3	1,55	3,62
FeO	9,20	4,58
MnO	0,29	0,07
MgO	13,00	14,00
CaO	10,51	6,32
Na_2O	3,50	4,77
K_2O	0,66	0,44
Cr_2O_3	1,48	1,02
		0,008
Сумма	99,92	99,348
Аналитик	Н.И. Степанова	Р.Л. Телешова

Кристаллохимические формулы, рассчитанные на 13 катионов:

Обр. 138 – $(Na_{0,482}K_{0,121})^{X}_{0,603}(Ca_{1,615}Na_{0,385})^{VIII}_{2}(Fe^{2+}_{0,106}Mn_{0,035}Mg_{2,781}$ x

x $Fe^{3+}_{0,155}Al_{0,923})^{VI}_{5}(Si_{6,211}Ti_{0,138}Al_{1,651})_8(O_{21,748}OH_{0,252})^{IV}_{22}(OH)_{2,000}$;

Обр. 11 – $(K_{0,066}Na_{0,207})^{X}_{0,273}(Ca_{0,929}Na_{1,071})^{VIII}_{2}(Fe^{2+}_{0,531}Mn_{0,008}Mg_{2,879}$ x

x $Fe^{+3}_{0,382}Al_{1,200})^{VI}_{5}(Si_{6,977}Ti_{0,083}Al_{0,940})^{IV}_{8}(O_{21,844}OH_{0,156})_{22}(OH)_{2,000}$.

Таблица 5

Радиологические данные по абсолютному возрасту роговых обманок из эклогитов Чешского массива*

Проба	Содержание			Возраст, млн. лет
	Калия, %	Радиоген аргона, нг/г	$A^{40}_{\%}$, рад; A^{40} общ.	
138	0,35 ± 0,03	9,6 ± 0,8	33; 36	366 ± 26
143	0,41 ± 0,04	11,1 ± 0,8	42; 76	362 ± 26
11	0,22	6,3	23	380

* 138 – эклогит (район Гуте), 143 – кварц-амфиболовые прожилки в эклогите; 11 – эклогит района Меденец (Крушные горы).

Для расчета использованы следующие константы:

$\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, $K^{40} = 0{,}000122K$ (по весу),

$\lambda_B = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$.

ву к каринтинам из метасоматических кварц-мусковитовых жил, залегающих в эклогитах Полярного Урала, которые образовались при высоких давлениях и температуре 500–600° (определено по геотермометрии [7, 22]).

Появление бурой роговой обманки в эклогитах связано, по-видимому, с метаморфическим преобразованием эклогитов. Это подтверждается не только геолого-петрографическими исследованиями, но и радиологическими данными. Абсолютный возраст роговых обманок из эклогита (обр. 138) и гидротермальных кварц-амфиболовых жил (с ильменитом и цоизитом) в эклогитах (обр. 143) Гуте оказался почти одинаковым – 366 и 362 млн. лет (табл. 5). Определения сделаны М.М. Аркелянц в Лаборатории абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом. Близкая цифра абсолютного возраста получена для роговой обманки с. Меденец – 380 млн. лет. Все эти цифры хорошо сопоставляются с радиологическими данными по различным породам Среднечешского массива и отражают время омоложения пород в связи с внедрением варисских гранитоидов.

Весьма примечательно обнаружение нами муассанита в эклогитах района Гуте. Муассанит был найден в тяжелой неэлектромагнитной фракции пробы 138 эклогитов с бурой роговой обманкой (химический состав эклогитов приведен в табл. 3). Муассанит встречается в виде мелких, часто неравномерно окрашенных кристаллов синевато-зеленого цвета с характерным алмазным блеском. Вместе с синевато-зелеными муассанитами встречаются муассаниты серого цвета. Эта находка интересна тем, что эклогиты Кокчетавской глыбы также содержат муассанит. Муассанит обнаружен и в альмандиновых эклогитах Полярного Урала.

Как известно, муассанит довольно редкий минерал. Он встречается в кимберлитах, траппах, карбонатитах и магматических породах основного состава. На Тимане муассанит найден вместе с гранатом и пироксеном эклогитового парагенезиса. В гранатовом перидотите из скважины Лингорка (ЧССР) нами были впервые найдены муассаниты. По окраске и физическим свойствам они очень близки к муассанитам эклогитов. Дебаеграммы муассанитов, полученные А.С. Анисимовой, приведены в табл. 6. Достоверность находок тщательно проверена повторными протолочками. Находки муассанитов в эклогитах и гранатовых перидотитах свидетельствуют в какой-то мере о генетическом родстве этих пород.

Анализ литературных данных по вещественному составу эклогитов разнообразных типов, развитых в пределах различных метаморфических комплексов, показывает, что наряду с некоторыми отличиями, в целом они имеют много общих черт. Одной из характерных их особенностей является значительное колебание составов породообразующих минералов и самих пород.

Экспериментальные данные по моделированию процессов эклогитообразования показали, что эклогиты образуются в условиях широкого диапазона температур и давления – при T от 500 до 1200° и давлениях от 4–10 до 18–20 кбар [28, 32, 26, 8], при условии, если $P_{общ.} > P\,H_2O$. Этим объясняется наличие в природе эклогитов с широкими колебаниями состава породообразующих минералов. По химическому составу Добре-

Таблица 6

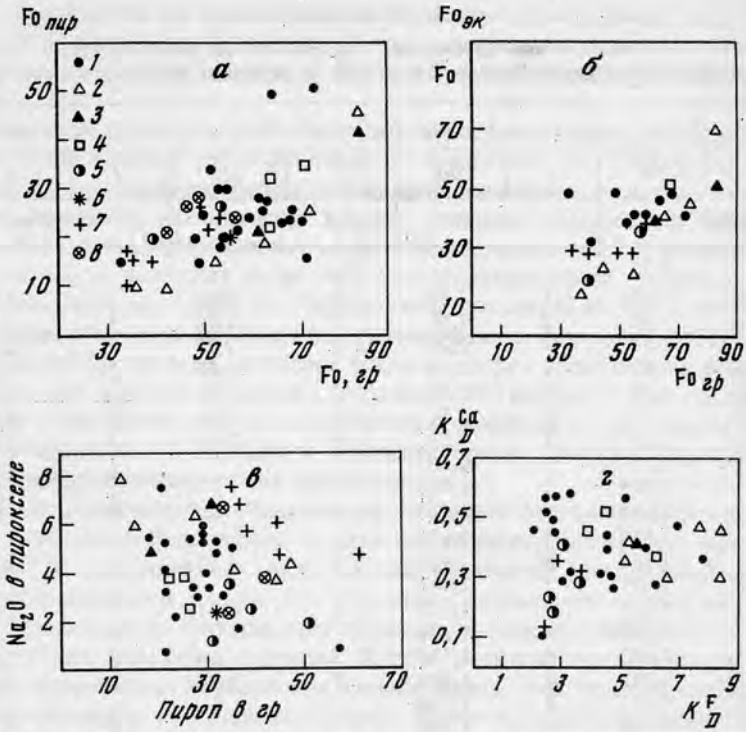
Межплоскостные расстояния муассанитов из эклогита (1), гранатового перидотита Чехословакии (2,3) и эклогита Полярного Урала (4)*

1*		2		3		4	
I	*da*	*I*	*da*	*I*	*da*	*I*	*da*
138-С-ЧЕХ		123-СВ		123-Т		28-ПУ-69	
1	3,33						
0,5	3,05	1	2,98	1	3,02	1	3,32
1	2,90	2	2,84	1	2,90	1	2,90
5	2,77	4	2,77	1	2,77	4	2,77
7	2,62	7	2,60	7	2,60	5	2,63
10	2,51	10	2,48	10	2,51	10	2,52
7	2,36	7	2,34	7	2,36	5	2,36
5	2,17	3	2,17	1	2,17	3	2,17
3	2,00	1	2,10			1	1,998
4	1,703	2	1,992			1	1,698
4	1,681	3	1,690			1	1,685
1	1,572	1	1,670				
10	1,540	9	1,531	7	1,538	7	1,538
3	1,447	3	1,443			1	1,446
6	1,420	4	1,415	4	1,419	3	1,419
1	1,328	1	1,324			7	1,312
10	1,313	9	1,310	7	1,312	2	1,289
4	1,291	4	1,283	1	1,292	2	1,258
4	1,261	4	1,254			1	1,223
2	1,220	2	1,219			1	1,151
1	1,153	1	1,147			3	1,089
2	1,134	1	1,132			3	1,043
2	1,104	1	1,100			1	1,004
6	1,090	4	1,085			4 дв	0,997
1	1,076	1	1,073				
1	1,065	5	1,045				
6	1,044	3	1,005				
4	1,005	7	0,998				
8	0,999						

* 1, 3, 4 – голубовато-зеленые муассаниты, 2 – серый муассанит. Fe-излучение, диаметр камеры 57,8.

цов с соавторами [8] выделяют эклогиты троктолитового и базальтового типа, причем первые более основные. В Чешском массиве присутствуют и те и другие, что хорошо видно при анализе данных А. Дудека и Е. Федюковой [30].

Большое значение при исследовании генезиса эклогитов имеет сумма геохимических признаков: коэффициентов распределения петрогенных и редких элементов между сосуществующими минералами, геохимических особенностей акцессорных минералов. Надежным индикатором геохимических условий образования эклогитов является рутил – типичный акцессорный минерал эклогитов. На Полярном Урале установлено,



Р и с. 3. Диаграммы соотношений железистости в сосуществующих минералах эклогитов (*а*); эклогитов и гранитов (*б*); щелочности омфацитов и содержания пиропового компонента в гранате (*в*)

1 – Чешский массив; *2* – Полярный Урал; *3* – Южный Урал; *4* – Кокчетавская глыба; *5* – алмазоносные эклогиты из кимберлитовых трубок; *6* – включения в алмазах; *7* – местопроявление Гуте (ЧССР)

что рутилы из эклогитов, генетически связанных с ультраосновными породами, богаче хромом, чем апобазальтовые эклогиты. Первые содержат обычно десятые доли процентов хрома, вторые – на порядок ниже. Изучение акцессорных рутилов из двух образцов эклогитов Меденца дает основание отнести их к эклогитам базальтоидного типа. В образцах 11 и 12 содержание хрома соответственно равно 0,05 и 0,06% (определение произведено на микроанализаторе типа "Cameca" Н.В. Троневой); такие же низкие содержания хрома характерны для эклогитов Кокчетавской глыбы.

Из сопоставления особенностей составов, химизма пород и породообразующих минералов эклогитов метаморфических комплексов Чешского массива, СССР и алмазоносных эклогитов кимберлитовых трубок (табл. 1–3, рис. 3) видно, что среди эклогитов молданубикума есть разновидности, близкие по химизму к эклогитам метаморфических комплексов Казахстана, Урала и к алмазоносным эклогитам кимберлитовых трубок.

Кроме эклогитов Рудных гор, к казахстанским эклогитам близки некоторые пироп-альмандин-гроссуляровые эклогиты молданубикской зоны, залегающие как в ультраосновных породах, так и среди гнейсовых толщ.

Пироп-альмандиновые эклогиты молданубикума обнаруживают большое сходство с некоторыми алмазоносными эклогитами кимберлитовых трубок и отличаются от них лишь меньшей щелочностью пироксена. Весьма примечательно, что муассанитсодержащие эклогиты района Гуте по геохимическим особенностям имеют сходство с алмазоносными эклогитами кимберлитов, а их породообразующие минералы – с минералами, включенными в алмаз. Все это позволяет высказать предположение о том, что некоторые эклогиты Чешского массива могут оказаться алмазосодержащими.

Заключение

Анализ вещественного состава эклогитов Чешского массива показал, что среди эклогитов молданубикума и Крушных гор существуют разновидности, близкие по химизму и минералогии к эклогитам метаморфических комплексов Казахстана, Урала, к эклогитам ксенолитов фергуситпорфировой трубки Памира и некоторым алмазоносным эклогитам кимберлитовых трубок.

Эклогиты, развитые среди метаморфических комплексов Чешского массива, Урала, Кокчетавской глыбы и Тянь-Шаня, имеют много общих черт в геологической позиции и по характеру вторичных преобразований:

эклогиты развиты в пределах структур, ограниченных от окружающих свит зонами разломов;

эклогиты приурочены к самым древним толщам, претерпевшим полихронный метаморфизм от рифея до нижнего или верхнего палеозоя;

формирование гнейсов, мигматитов и слюдяных сланцев вмещающих толщ сопряжено с регрессивным изменением эклогитов;

выходы эклогитов тяготеют к зонам разломов;

тела эклогитов всегда ориентированы согласно с вмещающими толщами;

по объему выходы эклогитов нигде не образуют больших площадей и всегда занимают обособленное положение во вмещающих толщах. Площадь их выходов обычно не превышает 5% от вмещающих толщ.

Эклогиты Чешского массива большей частью ассоциируют с ультраосновными породами. Не всегда ясно, является ли эта ассоциация генетической, но совместное нахождение эклогитов и ультраосновных пород в зонах разломов говорит о специфических условиях появления эклогитсодержащих комплексов. Общие черты геологической истории эклогитов различных регионов позволяют высказать предположение о том, что эклогиты представляют глубинные образования, выдвинутые на поверхность в виде блоков в ходе геологического развития регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулкабирова М.А.* Эклогиты Кокчетавского района. – Вестн. Каз. фил. АН СССР, 1946, № 2.
2. *Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л.* Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, 1972.
3. *Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю.* и др. Определение концентраций урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. – Атомная энергия, 1967, 23, вып. 6.
4. *Афанасьев Г.Д., Плошко В.В., Шпорт Н.П.* Эклогит Передового хребта Северного Кавказа. – Докл. АН СССР, 1969, **187**, № 6.
5. Геофизические исследования в Казахстане, ч. I. Алма-Ата, 1971.
6. *Дмитриев Э.А.* Памир – В кн.: "Глубинные ксенолиты и верхняя мантия". Новосибирск, 1975.
7. *Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Эклогиты в метаморфических толщах Урала, Казахстана и Тянь-Шаня и их генезис. – В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2. М., 1970.
8. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений, М., 1974.
9. *Дудек А., Сук М.* Обзор геологического развития Молданубикума. – Сов. геология, 1966, № 1.
10. *Ефимов И.А.* Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. – В кн. "Физико-химические условия магматизма и метасоматоза". Труды 3-го Всес. петрогр. совещ., М., 1964.
11. *Ефимов И.А.* Стратиграфия и фации метаморфизма пород низов докембрия Кокчетавской глыбы. – Изв. АН Каз. СССР, сер. геол., 1968, № 1.
12. *Киселев В.В., Королев В.Г.* Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. – В кн. "Материалы по геологии Тянь-Шаня". Изд-во АН Кирг. ССР, 1964.
13. *Королев В.Г.* К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. – В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3. Изд-во АН КиргССР, 1962.
14. *Ленных В.И.* Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау. (Путеводитель Урал-Тауской экскурсии). Второе петрографическое совещание. АН СССР, Уральский филиал ИГиГ. Министерство геол. СССР, Горно-геологический ин-т. Свердловск, 1968.
15. *Литвин А.Л., Удовкина Н.Г., Егорова Л.Н., Тепикин В.Е.* Каринтин. Уточнение структуры и распределение катионов. – Изв. АН СССР, сер. геол, 1971, № 11.
16. *Москалев Е.Л.* Эклогиты восточного окончания Передового хребта Центрального Кавказа. – Докл. АН СССР, 1973, **212**, № 2.
17. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М., 1970.
18. *Перчук Л.Л., Летников Ф.А., Удовкина Н.Г., Ленных В.И.* Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы. – Докл. АН СССР, 1969, **186**, № 2.
19. *Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.* Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива. – Докл. АН СССР, 1972, **203**, № 1–3.
20. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, 1974.
21. *Трусова И.Ф.* Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. – Сов. геол., 1956, сб. 51.
22. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала. М., 1971.
23. *Удовкина Н.Г.* Геологическое положение и возраст эклогитов Урала. Тезисы докладов 19 сессии Комиссии по определению возраста геологических формаций. Махачкала, 1975.
24. *Beránek B., Zdeněk A.* Lokální gravimetrické anomalie v Ceskoslovenske části vnitroalpské videnské pánve a jejich význam pro geologickou stavbu pánve. – Geol. práce (Sloven. akad. vied) Zprávy 11, 1957.

25. *Beránek B., Zdeněk A.* Některé výsledky geofyzikálního výzkumu v oblasti styku Ceskeho masívu a Karpat. – Sbornik geol. véd. Užita geofyz., sv. 13, 1975.
26. *Bryhni I., Bollingberg H.J., Graff P.R.* Eclogites in quartz-feldspatic gneisses of Nordfjord. – West Norway Nirsk/Geol. Tidsskr., 49, 1969.
27. *Bubnoff S.* Geologie von Europa, 11. Berlin, 1930.
28. *Green D.H., Ringwood A.E.* The genesus of basaltic magmas. Contr. – Mineral petrol, 15, N 1, 1967.
29. *Dudek A.* Chemical composition of Moldanubian eclogites and their garnets. – Krystalinikum 7, Praha, 1971.
30. *Dudek A., Fediuková E.* Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. – N. Jb. Miner. Abh., 121, 2, 1974.
31. *Fiala J.* The distribution of elements in mineral phases of some garnet peridotites from the Bohemian Massif. – Krystalinikum, 4, 1966.
32. *Lambert J.B., Wyllie P.J.* Low-velocity zone of the Earths mantle. Incipient melting caused by waetr. – Science, **764**, 1970.
33. *Maška M., Zoubek V.* Variscian structural territorial units of the Czech massif and their development. Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha. 1960.
34. *Heritsch., Kahler E.* Strukturuntersuchung an zwei Kluftkarinthinen. Ein Beitrag zur Karinthinfrage. – Tsherm. – Min. Petrogr. Mitt., F-3,7, H. 3, 1960.
35. *Homola V., Müller., Smrkovská V.* Geologisch-geophysikalische Studien im Gebiet des westmährischen Moldanubikum. – Freiberger Forschungschefte, Reihe C.H.-227, Geologie. 1968.
36. *Paděra K., Procházka J.* Eclogite (griquaite) with orthorhombic pyroxene from Níhov gear Velká Biteš in Western Moravia. – Acta Univ. Carol., Geol., C 3, Praha, 1970.
37. *Paděra K., Procházka J., Malec J.* Criquait mit rhombischen Pyroxen (Granatwebsterit) von Borek Bei Stupná bei Křemže in Böhmen. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 16, 1971.
38. *Sattran V.* K petrogenezi některych krušnohorských amfibolitů a eklogitamfibolitů. – Sborník Ústr. Úst. geol., 24, ser. geol. 1, Praha, 1958.
39. *Stille H.* Das mitteleuropäische variczische Grundgebirge im Bilde des gesammteuropäischen. – Beihefte zum Geol. Jahrbuch, H. 22, Hannover, 1951.
40. *Svoboda J.* Regionalní geologie ČSSR. 1, Praha, 1964.
41. *Zartner W.R.* Beitrag zur Kenntnis der Amfibolgesteine und Eklogite im Erzgebirge. – Lotos, 70, Praha, 1922.
42. *Zoubek V.* Poznamky ke geologii krystalinika Ceského masivu. – Sbor. Stat. geol. Ust. 15, Praha, 1948.
43. *Zoubek V.* Krystalinikum zapadnich Cech. – Casopis mineral. geol. 3, Praha, 1958.
44. *Jelínek E.* Mineralogicko-petrografické stubium ultrabazického telesa Nové Dvory u Rouchovan. – MS, Ustav geol. ved UK. Praha, 1973.
45. *Zartner W.R.* Wieterer Beitrag und Uberblick über die Amfibolgesteine und Eklogite im böhmischen Erzgebirge. – Lotos, 75, Praha, 1927.

Ф.П. МИТРОФАНОВ, К. БЕНЕШ

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

Для разработки основных положений структурного анализа плутонических тел особое значение имеет сопоставление главных структурных типов гранитоидных массивов, расположенных в тектонически различных заключающих их "рамах". Такая работа была произведена нами на объектах Балтийского щита и Чешского массива.

В развитии подвижных зон любого возраста, в том числе архейских (беломорских), раннепротерозойских (карельских), среднепротерозойских (свекофеннских) Балтийского щита и молданубской (среднепротерозойской ?) Чешского массива, с самого начала может быть выделена стадия прогибания, сопровождаемого осадконакоплением, ранней складчатостью, региональным метаморфизмом и ранним магматизмом. Эта стадия сменяется стадией инверсии режима, складчатости, оформляющей строение складчатых структур этого этапа, соответствующего магматизма, ультраметаморфизма и связанных с ними явлений. Последующая стабилизация относительно спокойна и амагматична.

Соответственно для складчатой зоны, в принципе, могут быть выделены следующие структурные типы плутонических тел; доскладчатые, раннескладчатые, соскладчатые, позднескладчатые и послескладчатые. В настоящее время имеется возможность выделять структурные типы геологических тел не по отношению ко времени проявлений какой-то неопределенной "главной" складчатости, а по отношению к установленным этапам деформации, метаморфизма и ультраметаморфизма – мигматизации.

Как показывают последние исследования по структурно-метаморфическому анализу [2, 6], структурное развитие метаморфизованных комплексов сопряжено с этапами регионального метаморфизма и в целом укладывается в рамки трех (максимум пяти) этапов деформационного цикла. На первом этапе в условиях радиальных движений формируются пологие, часто куполовидные складки F_1 с пологой кристаллизационной сланцеватостью. Второй этап деформации (F_2) в условиях тангенциального сжатия приводит к развитию доминирующих ("главных") складчатых структур комплекса, крутых, линейных, выдержанных по простиранию, изоклинальных, нередко опрокинутых, лежачих, усложненных гранито-гнейсовыми куполами, вещественно нередко принадлежащими реоморфизованному комплексу основания – фундаменту мобильной зоны. Третий, усложняющий деформации, (F_3) происходит как при радиальном, так и при тангенциальном сжатии. Для него не характерно интенсивное развитие сланцеватости осевой плоскости (но нередко кливаж), а складки мелкие, часто открытые. Для этого этапа обычны диапировые купола позднескладчатых гранитов. Структуры четвертого (F_4) и пятого (F_5) этапов деформации развиваются не всегда. Они формируются в условиях сравнительно низкой пластичности пород и представлены зонами вторичного рассланцевания, системами трещин и разрывов. Установ-



Р и с. 1. Раннескладчатые гнейсо-гранитоидные беломориды Балтийского щита на о-ве Еловый

Контакты тела: *1* – наклонные; *2* – вертикальные
Бластические плоскопараллельные элементы пород тела (полосчатость, гнейсовидность, скиалиты): *3* – наклонные, *4* – вертикальные; бластические линейные элементы пород тела (линейность), *5* – плоскопараллельные элементы вмещающих пород (полосчатость, сланцеватость, слоистость); *6* – наклонные, *7* – неопределенные по углу наклона; *8* – линейные элементы вмещающих пород (линейность, оси мелких складок и пр.)

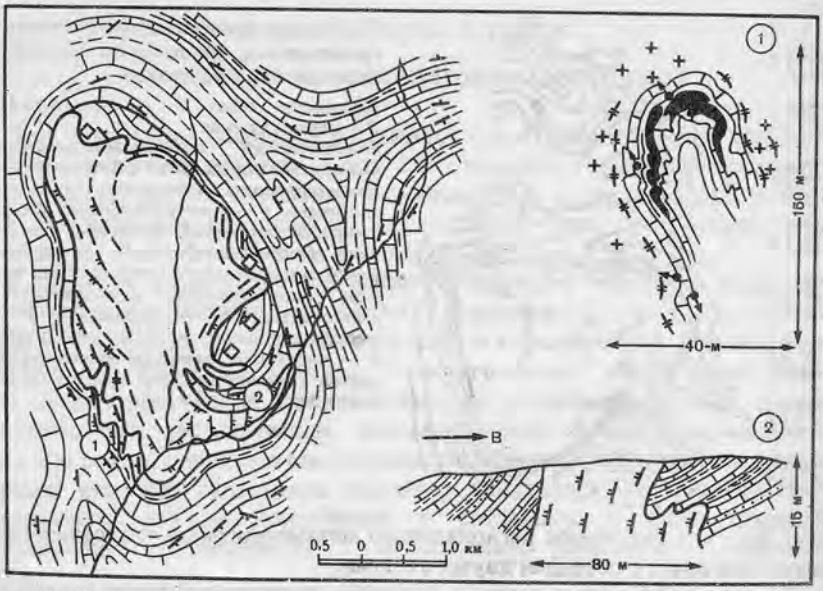
лено [6], что максимум регионального метаморфизма и ультраметаморфизма совпадает с первыми двумя этапами.

При дальнейшем выделении и описании структурных типов гранитоидных массивов мы отчасти использовали эти новые положения структурно-метаморфического анализа.

Движения начальной стадии прогибания характеризуются вертикальной направленностью, растяжениями, сопровождаемыми разрывами. В этих условиях магматизм представлен, в основном, эффузивными и гипабиссальными интрузивными залежами. Являясь составной частью осадочно-вулканогенной толщи, эти покровные, пластовые, силловые, лакколитовые и дайковые образования непосредственно участвуют в сложении всех позднее образующихся складчатых структур (доскладчатые тела). Степень их последующих метаморфических преобразований соответствует степени регионального метаморфизма всей толщи; вторичные (метаморфические) структуры доскладчатых тел – сланцеватые, гнейсовидные – являются гармоничными со структурами вмещающих пород.

В мигматитовых толщах Балтийского щита и Чешского массива доскладчатые тела подвергаются мигматизации и будинированию, причем даже в этих условиях иногда сохраняются реликтовые участки, в которых видны первично магматические структуры и текстуры пород, нередко автономные по отношению ко вторичным, метаморфическим структурам. Примером таких кислых доскладчатых глубоко метаморфизованных образований, иногда сохранивших реликты первичных минералов и автономных первично магматических структур и текстур, могут быть некоторые пластовые тела лептинитов беломорид, карелид и свекофеннид Балтийского щита и молданубского комплекса Чешского массива.

Детальные структурные исследования глубинных сечений докембрид свидетельствуют о многоактивности формирования их складчатых структур. Совместное изучение складчатости, метаморфизма и магматизма позволяет выделить в них структурные формы, сопряженные с ранней (домигматитовой) складчатостью (F_1), и наметить характерные особен-



Р и с. 2. Раннескладчатые среднепротерозойские гранитоиды Хоромнугского массива в сланцево-карбонатной раме Сангиленского срединного массива каледонид Тувы. Составлено с участием И.К. Козакова.

Реликты первичной (протобластической) гнейсо-гранитной фации и интрузивных взаимоотношений в пологой кровле структур F_1 показаны на детали *2*. Ромбами обозначены субгоризонтальные залегания кровли

Вторичное краевое огнейсование F_2 при будинировании видно из детали 1; здесь же выделены согласные позднескладчатые ортотектиты этапа F_3. Все тело вместе с пологой кровлей F_1 слагает крупную будину в позднескладчатых F_3 структурах рамы. Штрихами намечены структурные направления в гранитоидах по интерполяции замеров

ности раннескладчатого структурного типа гранитоидных пород. Примеры их приведены на рис. 1 и 2.

Первоначально факолитовые, пластовые, лакколитовые и дайковые тела этого типа иногда содержат ксенолиты складчатых (F_1) и региональ-но метаморфизованных, но еще не мигматизированных пород рамы. Большинство тел принадлежит к пансинкинетическим [3], т.е. к таким, в которых движение кристаллизующей магмы сопровождалось интенсивными движениями рамы. Соответственно породы этих тел нередко обладают первичной гнейсовой структурной фацией и характеризуются изофациальными с региональным метаморфизмом вмещающей рамы метаморфическими преобразованиями (структурными и минералогическими). Только центральные участки некоторых тел несут следы эндосинкинетичности, т.е. кристаллизации движущейся магмы в условиях отсутствия значительного влияния движений рамы. В этих случаях породы обладают первично магматическими структурами и текстурами, нередко автономными и дисгармоничными. Но и в этих участках влияние движений рамы проявляется в отдельных зонах перекристаллизации и изофа-

циального метаморфического минералообразования. Все тела данного типа домигматитовые, испытавшие будинаж, обволакивание мигматитами, рассланцевание (F_2), соответствующие преобразования минерального состава, в том числе и за счет метасоматоза. Они секутся более поздними гранитами и пегматитами этапа F_3, являющимися продуктами ультраметаморфизма

Вероятно, к тому же раннескладчатому типу гранитоидов относятся и тела средне- и крупно зернистых ортогнейсов Кутной горы в Чехословакии (рис. 3), обычно называемые синтектоническими. Они составляют часть метаморфизованного кадомского (байкальского) кристаллиникума [17], сложенного двуслюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами. Структура участка Кутной горы очень сложная, полидеформационная. Она представляет собой результат сочетания двух разных складчатых направлений: широкой мега-антиклинальной зоны с осью ЗЗС–ВВЮ и менее масштабной синклинальной зоны направления ССЗ–ЮЮВ. Изучение осей складок и линейности, произведенное К. Бенешем [13, 14], показало, что направления субмеридиональные более древние, на них наложены субширотные структуры. Внутренние метаморфические текстуры и трещиноватость ортогнейсов полностью согласны и гармоничны с полидеформационными структурами рамы.

Наиболее типичные тела складчатого структурного типа представлены чарнокит-мигматитами, а также мигматит-гранитами и гнейсо-гранитами, размещенными среди пород, регионально метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболовой фации (рис. 4). В этих условиях породы рамы и возникший в результате любого процесса гранитообразующий материал имели сходную высокую податливость к пластическим деформациям, поэтому морфологическое многообразие формирующихся тел определяется складчатой структурой рамы. (F_2). Образующиеся при этом факолиты, в собственном смысле слова, имеют неавтономное внутреннее строение и гармоничны со структурой вмещающих пород. Это относится не только к генетически и морфологически различным магматит-гранитным телам, но и к достаточно обособленным гранитоидным массивам как к неперемещенным, так и перемещенным на относительно малые расстояния (нередко по направлениям осевых поверхностей складок F_2). Однако, если гранитообразующий материал перемещался в породы малой пластичности, например в амфиболиты, то тела часто имеют несогласные контакты.

Все пансинкинетические тела этого типа обладают первично гнейсовой структурной фацией и сложены породами гранитоидного состава, изофациальными с метаморфическими породами рамы. Соответственно, гранитоидные складчатые факолиты имеют трудно отличимые друг от друга эндо- и экзоконтактовые зоны, обладают так называемыми диффузными контактами и не оказывают существенного контактового воздействия на вмещающие породы.

В условиях слабо или совсем регионально неметаморфизованной рамы, например в большинстве последокембрийских подвижных зон, типичные соскладчатые структурные типы гранитоидных массивов вообще не известны. Для североамериканского континента это хорошо видно из работы А. Баддингтона [1].

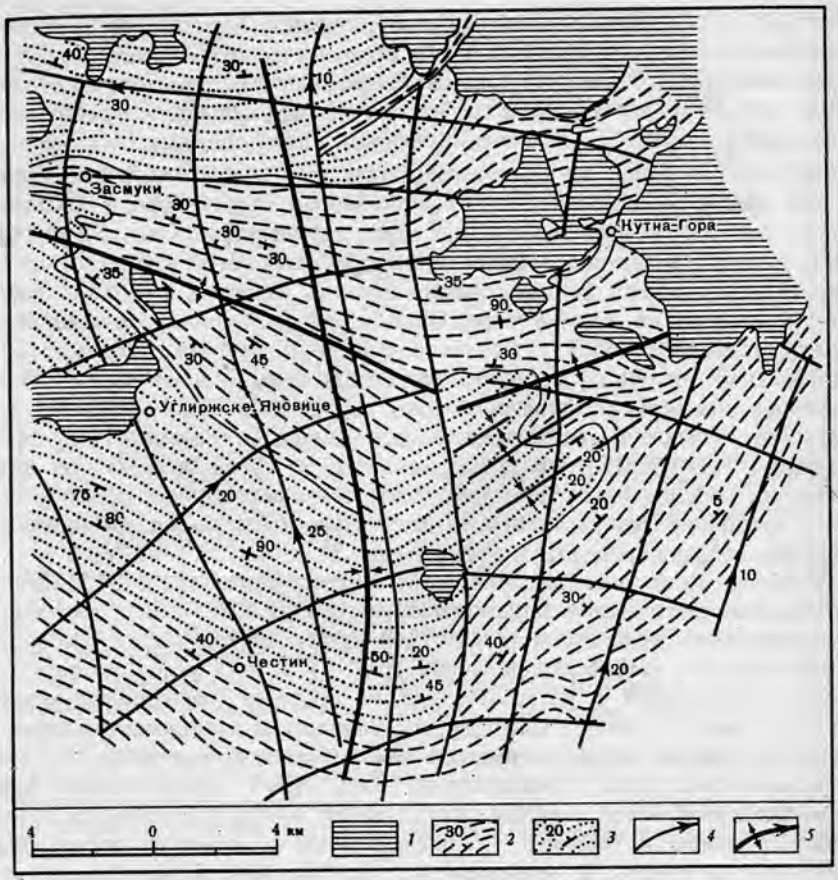


Рис. 3. Тела ортогнейсов Кутной горы в Чешском массиве

1 – меловые и третичные породы; *2* – парагнейсы рамы; *3* – мигматиты и ортогнейсы; *4* – линейность; *5* – оси мегаструктур

Позднескладчатые гранитоиды тесно связаны с поднятием, уменьшением интенсивности складкообразования и постепенной консолидацией рамы и всего гранито-гнейсового слоя подвижных зон, имеют самое широкое распространение в разных условиях глубинности. С особой определенностью этот структурный тип гранитоидов выделяется в условиях глубоко метаморфизованной рамы. Интрузивные, реоморфические, метасоматические позднескладчатые гранитоиды описаны в докембрии Карелии, Канадского щита и во всех других докембрийских регионах [79].

Преимущественно куполообразные тела гранитоидов этого типа не имеют четкой сопряженности с разломами, могут быть не согласными с региональным простиранием доминирующих структур рамы F_2, но обычно имеют согласные местные контакты, причем вблизи интрузивных

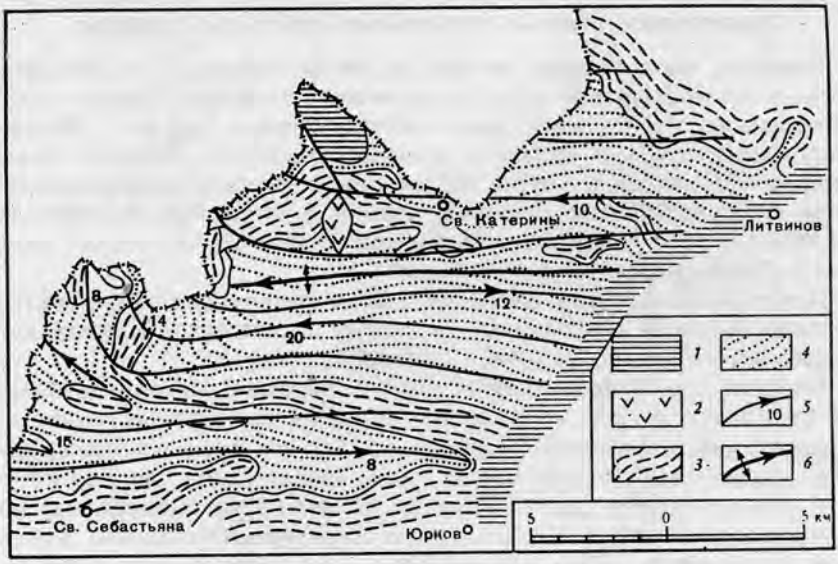


Рис. 4. Соскладчатые гранито-гнейсы Чешского массива

1 – третичные осадки; *2* – третичные вулканиты; *3* – вмещающие парагнейсы; *5* – линейность и оси складок; *6* – оси мегаструктур; *4* – мигматиты и гранитогнейсы

(и реоморфических) массивов породы рамы меняют свое залегание, приспосабливаясь к их контурам. В кровле породы рамы выполаживаются, становясь согласными и гармоничными с апикальной частью массивов гранитоидов и их плоско-параллельной текстурой. Крутопадающие боковые контакты интрузивных массивов обычно четкие, нередко с узкой переходной зоной мигматитов, жильный материал которых участвует в формировании малых складок вмещающей рамы, ориентированных параллельно контактам.

Для краевых частей массивов и прилегающих пород рамы характерно образование зоны краевых гнейсов, гранитоиды которой обладают первичной гнейсо-гранитной структурной фацией, постепенно сменяемой ближе к центру массивов нормальной первично гранитной структурной фацией. Контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидными телами, расположенными в глубоко метаморфизованной раме (амфиболовой фации), имеет обычно регрессивный характер.

Особый случай представляют жильные гранитоидные тела позднескладчатого типа. Они нередко согласные и даже будинированные, но чаще секущие. В последнем случае устанавливается, что в своем размещении они используют осевые поверхности складчатых форм F_2 и F_3. Гранитоиды чаще гнейсовидные, но в центральных частях жил бывают и массивные.

Гранитоидные массивы относительно стабильных структур

Известно, что срединные массивы и геосинклинальные структуры, а также некоторые краевые зоны платформ нередко характеризуются особо интенсивным и длительным гранитообразованием, в том числе батолитового характера. Этот процесс, в принципе, может быть близким по времени как ранее-соскладчатым, так и поздне-полескладчатыми образованиям геосинклинальных прогибов. Однако в условиях относительной жесткости этих структур все гранитоидные породы обычно слагают здесь тела послескладчатого структурного типа.

Прекрасным объектом для исследования гранитоидов этих структур является Чешский своеобразный срединный массив среди варисцийской складчатой области Центральной и Западной Европы.

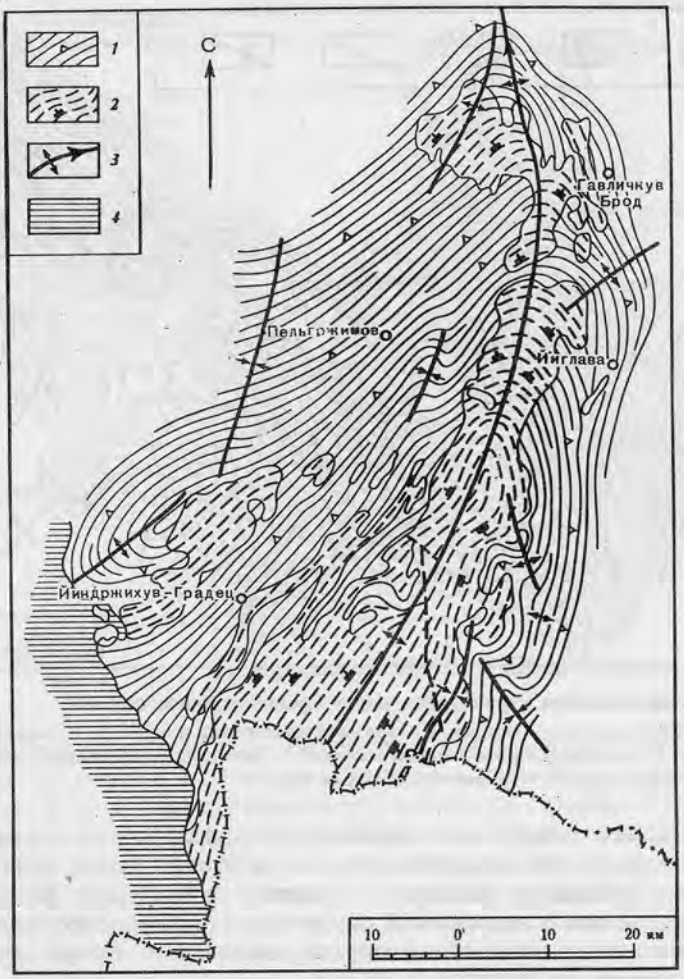
Чешский массив структурно и генетически очень сложный геоблок. Он разделяется по вертикали на три основных структурных этажа – молданубский, ассинтский и варисцийский. Все три этажа в конце варисской складчатости были прорваны рядом гранитоидных тел, для которых устанавливаются закономерности в симметрии размещения, во внутреннем строении и в отношении к структурам вмещающих пород. Тела гранитоидных пород в целом здесь очень тесно связаны с планом внутреннего строения отдельных структурных этажей и представляют типичные гармоничные плутоны.

Центральный молданубский плутон (рис. 5) лежит в центре крупного центрального молданубского мегаантиклинория, ось которого проходит в центре плутона. Внутренее строение плутона полностью соответствует внутренним структурам вмещающего молданубикума. Разломы здесь не характерны и не подтверждены геологически.

Иглавский сиенит выступает в центре синклинория, ось которого проходит приблизительно по середине тела и без перерыва продолжается в окружающих молданубских породах. План-параллельная структура переходит непосредственно из тела сиенита в кристаллизационную сланцеватость метаморфических пород молданубикума.

Тржебичский массив также очень тесно связан с молданубской мантией; план-параллельные структуры его имеют ориентировку одинаковую с кристаллизационной сланцеватостью молданубикума. В центре тела устанавливается основная антиклинальная зона, от которой отходят более мелкие синклинальные и антиклинальные структуры.

Среднечешский плутон (рис. 6) является граничным плутоном, размещенным в контакте молданубикума, верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Хотя этот плутон с петрографических позиций состоит из большого количества самостоятельных тел, структурно он проявляется как достаточно однородное тело, так как оси региональных складок и плач-параллельные ориентировки гранитоидов переходят из одного типа пород в другие. С позиций структурного внутреннего строения плутон разделяется на три части: а) часть молданубикума, соответствующая по внутреннему строению молданубскому структурному этажу; б) "островная" часть (реликты верхнего протерозоя и нижнего палеозоя), характеризующаяся структурами ассинтского и варисского структурных этажей;



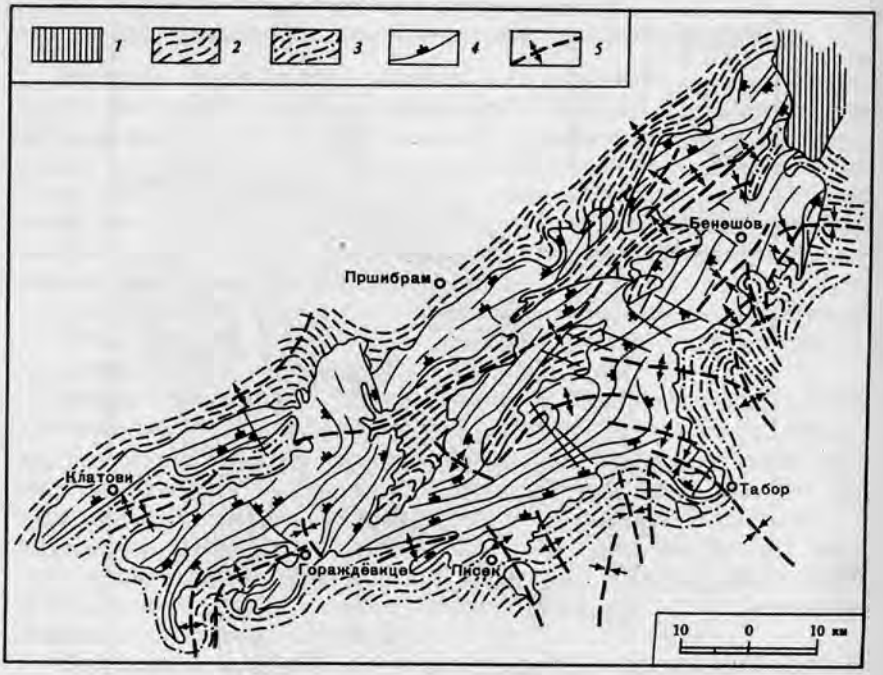
Р и с. 5. Схематическая структурная карта Молданубского плутона

1 – молданубикум, плоскости *SS*, 2 – плоско-параллельная ориентировка гранитоидов, *3* – оси региональных складок, *4* – меловые и третичные осадки

в) верхнепротерозойская часть со структурами ассинтского структурного этажа.

Таким образом, Среднечешский плутон представляет собой сложное сочетание антиклинальных и синклинальных структур, образующих ряд самостоятельных зон.

Трещиноватость пород полностью зависит от внутреннего строения и отражает также три основных структурных плана. Самыми выраженными являются разломы *ac* в протерозойской части плутона; реже и менее четко проявлены разломы *bc* и *hkl*. Глубинные разломы проходят в



Р и с. 6. Схематическая структурная карта Среднечешского плутона

1 – пермские и меловые осадки, *2* – верхний протерозой и нижний палеозой – плоскости ss, *3* – молданубикум – плоскости ss, *4* – плоско-параллельные структуры в гранитоидном теле, *5* – оси региональных складок

направлениях *ac* и *bc* протерозойского структурного плана и не оказывают особого влияния на внутреннее строение плутона: только вблизи Яхимовского глубинного разлома в Рожмитальской области фиксируется более резкая смена направлений внутренних структур. Это же проявляется в изменении направлений структур ассинтского и варисского вмещающих структурных этажей.

Рудногорский плутон аналогичен Среднечешскому. В центре плутона проходит главная мегаантиклинальная зона, соответствующая варисскому структурному плану этой области. Характерным элементом в этой области является подобие варисских структурных планов ассинтским в граничных зонах, выраженное одинаковой ориентировкой кристаллизационной сланцеватости, слоистости и осей складок. Это подобие характерно также для внутреннего строения тела плутона.

Борский массив (рис. 7) как граничный плутон между ассинтским и молданубским этажами расположен поперек структур как верхнего протерозоя, так и молданубикума. Однако и в этом случае внутреннее строение его идентично структурам вмещающих комплексов, структуры которых продолжаются в плутоне часто поперек его внешнему контуру. Это характерно как для план-параллельных структур, так и для осей основных складчатых структур. Разломы же здесь параллельны контактам тела.

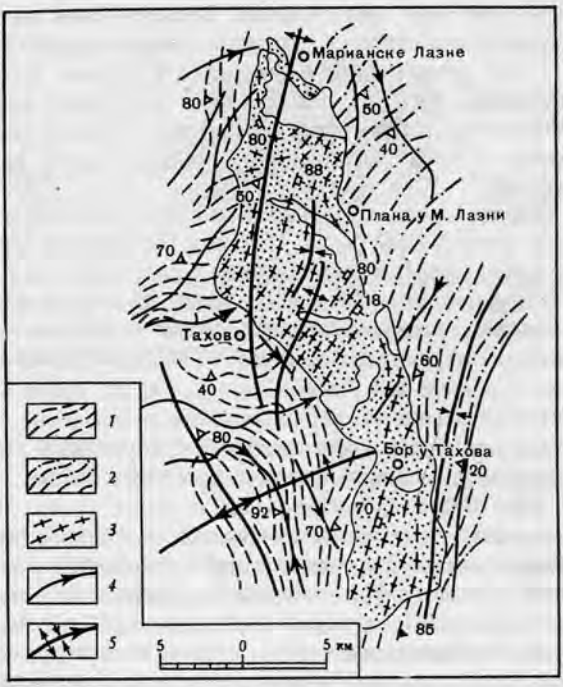


Рис. 7. Схематическая структурная карта Борского массива

1 – кристаллические породы области Чешского леса-плоскости *ss*, *2* – кристаллические породы верхнего протерозоя – плоскости *ss*, *3* – плоско-параллельная ориентировка гранитоидов, *4* – оси *B*, *5* – оси региональных складок

Карловарский массив тоже проявляется как граничный плутон, находящийся на границе ассинтских и варисских структур. Он делится на две части. В Карловарской доминирует ассинтское строение, а варисское проявляется как поперечное и менее выраженное. Самым важным элементом в этой части тела является антиклинальная структура, сложенная варисскими гранитами, в центре которых выступают более молодые автометаморфизованные граниты. В Ейбенштокской части, наоборот, доминируют варисские направления, а ассинтские являются второстепенными. Эта часть разделяется на несколько антиклинальных зон, в центральной из которых находятся молодые автометаморфизованные граниты. Разломы соответствуют в плане направлениям *ac* и *bc*, но во внутреннем строении плутона и в его непосредственном окружении они четко не проявляются.

Крконошско-изерский массив характеризуется полным наследованием ассинтского и варисского направлений, выраженных как планпараллельной ориентировкой мегаструктуры, так и трещиноватостью [16].

Таким образом, тела варисских гранитоидов показывают закономерную симметрию размещения в Чешском массиве, полностью соответствующую внутреннему строению его отдельных структурных этажей.

Варисские гранитоиды расположены всегда гармонично, конкордантно или дискордантно во внутренних структурах молданубского, ассинтского или варисского структурных этажей, причем они всегда приурочены к осевым частям региональных структур, т.е. размещаются в анти-

клиналях или синклиналях. Большие тела их отражают сложное мегаструктурное строение соответствующего структурного этажа.

Тела гранитоидов включаются в древние внутренние структуры рамы (мантии), которые они пассивно наследуют, а в ряде случаев даже подчеркивают. При этом граничные межформационные плутоны принимают планы внутренних строений двух или больше структурных этажей.

Трещиноватость (отдельность) тел гранитоидов также полностью подчинена анизотропии рамы. Трещины *Q* являются трещинами *ac*, трещины *S* – *bc* и трещины *L* и направленные системы косых трещин соответствуют *hkl*. Разломы *ac*, *bc* и *hkl* слабо влияют на внутреннее строение плутонов. Их влияние ограничено лишь узкими зонами проявления молодых (послегранитных) жестких деформаций. Глубинные разломы *ac*, *bc* и *hkl* во внутреннем строении тел гранитоидов также не проявляются, но нельзя исключить их значение на первоначальное размещение гранитных тел в структурах вмещающих комплексов. Эти глубинные разломы, например, могли служить зонами повышенного теплового потока.

Еще более своеобразными в структурном отношении являются регенерированные мигматит-граниты самых древних "стабильных" структур земной коры – краевых частей протоплатформ (например, позднеархейской Алданской), первичных срединных массивов (Беломорского, Чарского и др.) и крупных архейских глыб (Байкальской, Присаянской и др.). Глубокая повторная тектоно-метаморфическая переработка ранее сформированного гранито-гнейсового субстрата, проходившая в условиях высоких степеней метаморфизма (до амфиболитовой фации), приводила на определенной стадии развития этих структур к тому, что реоморфизованный мигматит-гранитовый материал формировал новые соскладчатые и позднескладчатые мигматит-плутоны и обособленные массивы диапировой формы, а перемещаясь вверх, гранитообразующий материал интрудировал в образования слабо метаморфизованного субплатформенного чехла (например, удоканскую серию в Сибири).

Примеры таких реоморфизованных мигматитов и гранитоидов известны и в восточной части Балтийского щита [11] и в краевых структурах Сибирской платформы (например, реоморфические гранитоиды Прибайкалья – [4] и Кодаро-Удоканской структуры – [5]. Сходные реоморфизованные соскладчатые и позднескладчатые факолиты, купола и пластовые тела гранитоидов описаны и в структуре Канадского щита на границе с поясом Гренвилл (район Адирондака – [1]).

Слабая изученность этих образований не позволяет пока охарактеризовать их в полной мере. Некоторые структурные детали реоморфического поведения гранулитового комплекса основания докембрийского разреза Сангиленского срединного массива каледонид Тувы и Монголии при повторном ультраметаморфизме амфиболитовой фации приведены на рис. 8, где видно, как реоморфизованные раннепротерозойские мигматит-граниты, праавтохтонно перемещенные из архейского фундамента, диапирово прорывают конгломераты нижнего протерозоя, содержащие их собственные гальки.



Рис. 8. Реоморфизованные мигматит-граниты, параавтохтонно перемещенные из фундамента в перекрывающие породы. В участках *А* и *В* – мигматизированные гнейсы амфиболитовой фации нижнего протерозоя с галькой конгломератов пород гранулитовой фации архея и с телами гнейсогранитов

Такова характеристика главных структурных типов гранитоидных массивов, расположенных среди метаморфических пород разнообразных структур земной коры.

Именно среди таких докембрийских образований структурный анализ приобретает особое значение при расчленении гранитоидов на естественные сообщества – ассоциации, комплексы, серии, ряды, группы. Докембрийская рама, обычно высокометаморфизованная и палеонтологически немая, чаще не дает возможности установить даже относительную верхнюю возрастную границу любого заключенного в ней тела. Обилие разнообразных и разновозрастных гранитоидов в каждой докембрийской структурной зоне, малая вещественная и структурная обособленность слагаемых ими тел, высокий и неоднократный метаморфизм всех пород затрудняют расчленение их обычными геологическими методами (пересечение, перекрытие и т.п.). Радиометрические методы во многих случаях также не дают однозначных результатов.

В связи с этим можно сделать вывод, что в этих условиях только комплексное структурно-петрологическое изучение каждого гранитоидного тела позволяет выяснить относительное время формирования его в общей последовательности геологических событий региона и наметить когенетические связи ассоциирующих пород. Многочисленные попытки такого рода для разных докембрийских регионов приведены в книге [15].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., 1963, 108 с.
2. *Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С.* Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., 1974, 272 с.
3. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л., 1953, 310 с.
4. *Крылов И.Н.* Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе юго-западного Прибайкалья. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 164–171.
5. *Лейтес А.М., Федоровский В.С.* Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). – Геотектоника, 1972, № 2, с. 46–60.
6. *Миллер Ю.В.* Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. – Геотектоника, 1973, № 5, с. 83–93.

7. *Митрофанов Ф.П.* Структурный анализ при формационном изучении магматогенных и ультраметагенных образований. – В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 37–51.
8. *Полканов А.А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел. – Изв. АН СССР, 1945, сер. геол., № 5, с. 65–72.
9. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., 1975, 292 с.
10. *Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д., Сидоренко В.В., Фиженко В.В.* Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Л., 1964, 240 с.
11. *Beneš K.:* Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kerne der Böhemischen Masse. – Krystalinikum I, 1962, 11–29.
12. *Beneš K.* – Fabric analysis of the rocks from Železné hory (Summ.) – Sbor. geol. věd., řada G., sv. 1, 1963, 43–75.
13. *Beneš K.* Fabric analysis of moldanubian-assyntian boundary area at the NR margin of the moldanubian core (Summ.) – Rozpr. CSAV, 74, seš. 2, 1964, 78.
14. *Beneš K.* Relationship of fabric of granitoid bodies to the fabric of their mantle. – Cas. min. geol. 13, N 1, 1968, 85–94.
15. *Klomínský J.* Krkohošski-jizersky granitoidní masiv (Das granitoide Massiv von Krkonoše und Jizerské hory). – Sborník geol. Věd, G 15, 1969, 133.
16. *Koutek J.* Nový geologický vyzkum Kuthonorska. – Krásné Mesto, 3, 1941, 5–11.

ГРАНИТОИДЫ СРЕДНЕЧЕШСКОГО ПЛУТОНА

Г.Д. АФАНАСЬЕВ, М.М. АРАКЕЛЯНЦ, О.А. БОГАТИКОВ, А.М. БОРСУК, М. ПАЛИВЦОВА

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕЧЕШСКОГО ПЛУТОНА

Среди проблем, которыми занималась группа советских и чехословацких специалистов, одно из центральных мест занимала проблема возрастного положения и генезиса пород Среднечешского плутона, представителя одного из наиболее крупных узлов развития гранитоидов в Центральной Европе.

Среднечешский плутон занимает площадь 3000 км. км и расположен в середине Чешского массива (см. рисунок) в зоне развития глубинного разлома, носящего название среднечешского линеамента и разделяющего Чешский массив на два блока существенно различного строения. Северо-западный – Тепельско-баррандиенский блок – сложен верхнепротерозойскими (ассинтскими, по Машке и Зоубеку) пелито-грауваккковыми породами, подвергшимися слабому метаморфизму. На них лежат неметаморфизованные осадки нижнего палеозоя. Юго-восточный блок, напротив, представлен доассинтскими сильно метаморфизованными породами глубинных фаций метаморфизма (зона молданубикума).

Слабометаморфизованные вулканические породы верхнепротерозойского возраста, представленные спилит-кератофировой формацией, присутствуют в центральной части Среднечешского плутона в качестве реликтов и свидетельствуют о том, что глубинный разлом, разделяющий Чешский массив, существовал уже в протерозое.

Многие исследователи Чешского массива считают, что во время варисского тектогенеза глубинный разлом залечивается гранитоидами Среднечешского плутона, представляющими последовательные фазы внедрения единого дифференцированного магматического расплава. Сами гранитоиды Среднечешского плутона прослеживаются на расстояние около 100 км, и область их распространения достигает 40 км в поперечнике. Наблюдаются, однако, отдельные участки, на которых ширина зоны развития гранитоидов, ограниченной на северо-западе слабометаморфизованными породами Баррандовой структуры, а на юго-востоке – глубокометаморфизованными породами молданубикума, уменьшается до 2 км (местность Клатовы).

В пределах так называемой островной зоны Среднечешского плутона, сложенной слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами верхнепротерозойского возраста – аналогами осадочно-вулканогенных формаций Тепельско-Баррандиенского блока, обнаруживается максимальный гравиметрический градиент. Геофизические данные свидетельствуют о том, что гранитоиды юго-западной части плутона распространены на глубину до 8 км, а северо-восточной – всего лишь на 1–2 км. Марек и Паливцова проследили несколько продольных и поперечных к зоне распространения гранитоидов разломов, часть из которых была активной до внедрения интрузивов, а часть – проявляла активность синхронно с их внедрением.

Возрастные границы плутона устанавливаются на основании того, что осадочные породы девона, находящиеся в контакте с отдельными разновидностями гранитоидов, претерпели контактовый метаморфизм, а конгломераты пермо-карбона трансгрессивно перекрывают гранитоиды, слагающие северо-восточную оконечность плутона и содержат гальку "ржичанского" типа гранитоидов, считающегося самым молодым. Таким образом, формирование значительной массы гранитоидов плутона происходило после девона и до верхнего карбона. Однако некоторые исследователи приводят соображения в пользу того, что отдельные разновидности гранитоидов, в том числе дурбахиты г. Табор и так называемые бенешовские граниты сформировались в доварисское время.

Одна из загадок строения Среднечешского плутона состоит в характере контактов гранитоидов, слагающих северо-западную и юго-восточную его окраины. В пределах северо-западного блока контакты гранитоидов со слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими породами Баррандовой структуры резкие, типично интрузивные, со всеми присущими этому типу контактов особенностями. В юго-восточной части, где гранитоиды Среднечешского плутона контактируют с доассинтскими катазональными метапорфиритами молданубикума, напротив, наблюдается постепенный переход от собственно интрузивных пород через мигматиты к глубокометаморфизованным гнейсам и кристаллическим сланцам молданубикума.

Чешские геологи различают 22 типа гранитоидов, слагающих плутон. Возрастные и генетические соотношения между этими типами не всегда ясны. Петрографические особенности пород плутона хорошо изучены чешскими геологами и описаны во многих научных публикациях.

Все разнообразие гранитоидных пород Среднечешского плутона может быть сведено к четырем основным группам или ассоциациям. Первая группа – монцонит-сиенитовая – объединяет породы, обладающие повышенной щелочностью и более высоким, по сравнению с другими гранитоидами, содержанием фемических минералов. Это монцониты, сиениты, монцодиориты, гранодиориты и мелаграниты, некоторые из них по минеральному и химическому составу близки к чарнокит-мангеритовой ассоциации. Общее название всех пород первой группы, принятое в чехословацкой геологической литературе, – "дурбахиты".

В пределах Среднечешского плутона дурбахиты развиты лишь на его юго-восточной окраине (массивы таборской и чертовобременский) в

зоне контакта с глубоко метаморфизованными породами молданубикума.

Дурбахиты, слагающие массив Чертово Бремя, контактируют не только с мигматитами и гнейсами так называемой пестрой серии молданубикума, но и с реликтами кровли, сложенной верхнепротерозойскими (или даже ордовикскими ?) осадочными породами. Это единственный случай в пределах всего Среднечешского массива, когда на основании геологических данных может быть установлена нижняя возрастная граница дурбахитов. Во всем массиве различаются темные дурбахиты, развитые в зоне контакта с молданубикумом, нормальные (северо-западная часть массива) и светлые, слагающие отдельные локальные участки. Состав пород варьирует от кварцевых сиенитов и монцонитов до мелагранодиоритов и гранитов. Состоят дурбахиты из биотита, светлого амфибола, олигоклаза, кварца и порфировидных выделений K-Na полевого шпата. Из акцессорных минералов наиболее распространены титанит, апатит, циркон и монацит. Характерно ориентированное расположение удлиненных минералов и слабо выраженная гнейсовая текстура.

Дурбахиты нормального типа однородны по составу, контакты их с верхнепротерозойскими – нижнепалеозойскими породами "островной зоны" имеют отчетливо интрузивный характер. Переход от темных дурбахитов к нормальным и светлым осуществляется постепенно. Типичный дурбахит представляет порфировидную породу, состоящую из микроклина, андезина (An_{35}), кварца, существенно магнезиального амфибола типа актинолита и небольшого количества клинопироксена. В редких случаях в основной массе породы присутствует ромбический пироксен (гиперстен). Из акцессорных минералов часты апатит, циркон, титанит и монацит. Во всех дурбазитах наблюдается ориентированное расположение калинатровых полевых шпатов. В большинстве случаев отчетливо выражена гнейсовая текстура.

Другой массив дурбахитов в пределах Среднечешского плутона расположен близ г. Табор также в зоне контакта с глубоко метаморфизованными породами молданубикума. Краевая (приконтактовая) часть массива сложена порфировидными кварцевыми сиенитами с крупными выделениями биотита. Для дурбахитов таборского массива характерно присутствие ромбического пироксена типа гиперстена. Плагиоклаз отвечает по составу андезину-лабрадору (An_{46-55}), K-Na полевой шпат представлен анортоклаз-микропертитом. Роговая обманка развивается, как правило, по пироксенам. В породах всегда присутствует кварц, количество которого варьирует от 3 до 30%. Из акцессорных минералов распространены апатит, циркон, титанит, рутил, ортит, турмалин, магнетит и ильменит. Важно отметить, что М. Фрейвальд и П. Якеш [6], изучавшие таборский массив в последние годы, считают, что он представляет собой более древнее (доварисское) магматическое тело, переработанное в процессе тектогенеза, испытав ретроградный метаморфизм. По набору микроэлементов (см. статьи Л.В. Таусон и др. в настоящем сборнике) дурбахиты отвечают группе щелочных базальтов.

Дурбахиты, петрологически очень близкие к только что описанным, слагают крупные массивы (Тржебический, Иглавский) уже за пределами Среднечешского плутона. Расположены они на восточной окраине

молданубского блока симметрично по отношению к дурбахитовым массивам Среднечешского плутона. Встречаются дурбахиты, обычно представленные более меланократовыми разновидностями, и в виде мелких тел среди гнейсов молданубикума, обычно в ассоциации со светлыми мигматитами, ортогнейсами, гранитогнейсами и небулитовыми лейкократовыми гранитами. С темными дурбахитами нередко пространственно ассоциируют специфические ультрамафические породы, богатые магнезиальным биотитом (иногда это анхимономинеральные биотиты). Интересно отметить, что породы, очень близкие по петрографическим признакам к указанным, обнаруживаются в виде ксенолитов в гранулитах молданубикума. Дурбахиты, встречающиеся в виде апофиз в гнейсах молданубикума, заметно огнейсованы. При этом директивные направления в текстуре дурбазитов повторяют ориентированные текстуры гнейсов молданубикума. Характерная особенность этой группы пород состоит в отчетливо выраженной щелочности при резком преобладании K_2O на Na_2O, а также в относительно высоком содержании MgO (табл. 1). В минеральном составе эта особенность проявлена в большом количестве K-Na полевого шпата (до 47–51%), наличии порфировидных выделений ромбического пироксена типа гиперстена, магнезиальной роговой обманки и обогащенного магнием биотита, а также в составе плагиоклаза (An_{46-55}) (табл. 2). Роговые обманки дурбахитов отличаются от роговых обманок гранодиоритов и тоналитов, слагающих плутон, не только повышенным содержанием MgO, но и пониженными количествами Al_2O_3, суммарного железа, K_2O и Na_2O (табл. 3).

Вторая группа пород, слагающих Среднечешский плутон, объединяет габбро, тоналиты и гранодиориты. Наиболее распространенные среди них типы – так называемые сазавский тоналит и блатенский гранодиорит, слагают среднюю, наибольшую по объему часть плутона. Сазавский тоналит по химическому и минеральному составу почти точно отвечает классическим тоналитам из массива Адамелло в Тироле. Это – среднезернистые породы, состоящие из идиоморфных кристаллов зонального плагиоклаза, небольшого количества кварца, располагающегося в интерстициях между плагиоклазом, ярко-зеленой или буроватой роговой обманки и густоокрашенного биотита. Плагиоклазы резко зональны. Центральная часть их нередко отвечает по составу An_{80-90}, средние зоны – An_{47-50}, а краевые – An_{18-22}. Небольшое количество K-Na полевого шпата представлено микроклином. Роговая обманка отличается повышенной железистостью (в сравнении с дурбахитами), более высокими содержаниями глинозема и щелочей. Из акцессорных минералов наиболее часто встречаются апатит, циркон, титанит и ортит.

Блатенский гранодиорит отличается от сазавского тоналита меньшим количеством плагиоклаза и роговой обманки, которая во многих случаях вовсе отсутствует, большим – K-Na полевого шпата и кварца. В плагиоклазе увеличивается в среднем содержание альбитовой составляющей.

Количественные соотношения между породообразующими минералами, из которых состоят гранодиориты и тоналиты центральной части плутона, сильно варьируют, обусловливая большое количество разновидностей, связанных, однако, постепенными переходами. Контакты

гранодиоритов центральной части плутона с верхнепротерозойскими осадочными породами "островной зоны" носят ярко выраженный интрузивный характер, а прорываемые ими породы в зонах экзоконтактов превращены в кордиеритовые, андалузитовые и даже силлиманитовые и корундовые роговики. В отдельных местах пелитовые породы на контакте с тоналитами заметно фельдшпатизированы. Контакты же тоналитов с метабазитами спилит-кератофировой формации "островной зоны" местами постепенны. Под влиянием гранитоидов вулканогенные породы превращаются в диоритоподобные, в ряде случаев мало отличающиеся от магматических диоритов. С тоналитами и гранодиоритами пространственно тесно ассоциируют габбро, характерной особенностью которых является присутствие амфибола (табл. 1, 2). Важно отметить, что по составу и свойствам эти амфиболы близки к амфиболам тоналитов и гранодиоритов.

В области контакта плутона с верхнепротерозойскими слабометаморфизованными породами Тепельско-Баррандиенского блока развита ассоциация гранодиоритов, объединяемая нами в третью группу — гранодиоритов-гранитов. Эта ассоциация отличается пониженным содержанием темноцветных минералов, среди которых резко преобладает биотит. Часты порфировидные текстуры. Некоторые породы из этой ассоциации связаны постепенными переходами с гранодиоритами и тоналитами центральной части плутона. Типичные представители этой группы – пожарский гранодиорит и ржичанский гранит.

Пожарский гранодиорит (иногда его называют трондъемитом) представляет однородную светлую среднезернистую породу, состоящую из значительного количества плагиоклаза и кварца и небольшого количества K-Na полевого шпата (иногда он вовсе отсутствует) и биотита. Плагиоклаз представлен зональным олигоклаз-андезином, калинатровый полевой шпат – ортоклаз-микропертитом. Из акцессорных минералов развиты апатит, циркон и сфен.

Ржичанский гранит светлый, обычно порфировидный. Состоит из анортоклаз – микропертита, олигоклаза, иногда образующего каймы вокруг K-Na полевого шпата, кварца и биотита. Из акцессорных минералов наиболее часты апатит, циркон и сфен. Иногда в породе присутствуют мусковит и турмалин. Ржичанский гранит считается самой молодой интрузивной фазой Среднечешского плутона. Именно ржичанские граниты отчетливо прорывают отложения верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, а галька их обнаруживается в конгломератах пермокарбона.

Наконец, в последнюю, четвертую группу, объединены гибридные гранитоиды, значительно контаминированные веществом вмещающих пород. Это биотитовые или биотит-мусковитовые, обычно мелкозернистые гранитоиды, иногда содержащие кордиерит.

Таким образом, с юго-востока на северо-запад (от границы с молданубикумом к Тепельско-Баррандиенскому блоку) намечается определенная зональность в распределении главных типов гранитоидов Среднечешского плутона от более основных с повышенной щелочностью к более кислым известково-щелочным; от существенно пироксеновых и амфиболовых к биотитовым. Если в юго-восточной части преобладают

Таблица 1

Химический состав пород

№ п.п.	Название породы*, место отбора	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
						I. Группа
1	Кварц. меласиенит, Табор (П-141)	59,91	0,86	13,85	0,75	4,36
2	То же Мезиржичи (П-141)	56,86	0,85	14,12	1,47	4,57
3	Кв. меламонцонит, Носетин (П-139)	57,58	0,72	13,94	3,30	4,24
4	Сиеногранит, Вепице (П-65)	64,17	0,78	13,30	1,27	2,93
						II. Группа габбро-
5	Мелагаббро, Пецерады (П-40), пироксен-амфиболовое	48,93	1,08	14,94	3,15	5,63
6	Кварц- габбро, Поповице (П-118)	51,81	0,20	16,06	2,81	5,19
7	То же, Поповице	51,86	0,53	15,44	1,49	5,56
8	Тоналит, Мрач (П-60)	57,13	0,58	17,38	2,41	5,28
9	То же, Мрач	58,13	0,58	16,83	1,33	6,34
10	Тоналит, Пожары (П-112)	63,71	0,54	15,46	1,63	4,24
11	То же, Пожары	59,37	0,76	16,83	0,80	6,22
12	Гранодиорит, Тужице (П-77)	61,73	0,97	15,95	1,23	4,13
13	То же, Блатна, (П-70)	67,93	0,47	15,59	1,47	1,50
14	Гранит, Высокий Хлумец (П-64)	60,12	1,10	14,70	1,20	3,80
						III. Группа гранодиоритов-
15	Кварц. лейкодиорит ("трондьемит"), Пожары (П-111)	71,14	0,30	14,58	0,65	1,94
16	То же, Пожары (23 чс)	70,47	0,29	15,09	0,47	2,44
17	Гранит, Радетице (П-136)	69,71	0,23	15,17	1,83	1,31
18	Гранит, Доубек (П-24)	71,63	0,23	14,43	0,52	0,78
19	Гранит, Семице (П-132)	73,80	0,12	14,32	1,05	0,67
						IV. Группа контаминированных
20	Гранодиорит, Мрач (П-59)	69,00	0,43	15,75	1,00	1,93
21	То же, Мрач	68,01	0,46	15,28	0,84	2,99
22	Гранодиорит, Непомук	52,10	0,60	13,21	1,45	3,13
23	Гранит (бенешовский), Длоуге Поле	64,75	0,27	13,35	0,11	2,87

* Анализы 7, 9, 10, 21 выполнены в Лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик Е.И. Ломейко), анализы 22–23 из работы М. Паливцовой [10], остальные выполнены в

Среднечешского плутона

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
дурбахитов								
0,09	5,84	3,72	2,04	7,43	0,67	0,17	0,15	99,84
0,12	7,28	4,50	2,48	5,15	0,75	1,36	0,39	100,00
0,10	6,22	3,98	2,14	5,57	0,87	1,14	0,23	100,03
0,07	4,22	2,68	2,64	6,28	0,72	0,87	0,02	99,95
тоналитов-гранодиоритов								
0,12	8,48	13,08	1,93	1,08	0,33	0,82	0,25	99,83
0,17	7,14	13,10	1,60	0,26	0,05	1,30	0,17	99,86
0,12	7,82	12,45	1,60	0,92	1,62	0,06	0,02	99,49
0,16	3,18	7,00	3,03	2,46	0,20	0,96	0,14	99,90
0,14	3,30	7,10	3,21	2,33	0,19	1,01	не/обн.	100,49
0,14	2,52	5,18	3,53	1,84	0,35	0,84	0,21	100,18
0,11	2,61	4,13	3,51	3,39	0,21	1,18	не/обн.	99,52
0,09	3,54	3,20	3,36	4,12	0,29	0,81	0,09	99,91
0,06	1,67	2,83	3,38	4,24	0,19	0,56	0,10	99,99
0,09	4,14	3,60	3,12	6,28	0,63	0,95	0,13	99,86
гранитов								
0,05	0,83	3,98	3,80	1,68	0,30	0,50	0,14	99,89
0,04	0,78	3,77	3,54	1,65	0,08	0,49	0,04	99,50
0,08	0,56	3,19	3,36	3,64	0,22	0,58	0,23	100,06
0,03	0,46	1,61	3,71	5,45	0,19	0,32	0,37	99,73
0,02	0,41	1,05	3,41	4,55	0,07	0,99	0,11	99,97
мелкозернистых гранитоидов								
0,05	1,24	2,33	3,32	3,78	0,18	0,71	0,14	99,86
0,07	1,52	2,56	3,63	4,23	0,18	0,64	н/обн.	100,41
0,08	4,00	2,77	2,91	6,72	0,65	1,64	0,42	99,86
0,12	2,46	2,47	2,94	5,86	0,30	0,32	0,09	99,91

лаборатории ГЛУ ЧСАН (заведующий аналитик Ф. Халуш). ** Название пород по Штрекайзену.

Таблица 2. Количественный минеральный состав пород Среднечешского плутона, * объемные %

№ п.п.	Плагиоклаз	Калинатровый полевой шпат	Кварц	Амфибол	Биотит	Мусковит	Пироксен	Акцессорные	Сумма
				I. Группа дурбахитов					
1	10,3	51,0	5,3	Нет	8,9	Нет	21,4	3,1	100
2	15,9	32,0	4,1	18,6	26,6	"	Нет	2,8	100
3	24,2	25,2	10,7	13,9	22,2	"	"	3,8	100
4	13,4	47,6	18,9	5,6	13,3	"	"	1,2	100
				II. Группа габрро-тоналитов-гранодиоритов					
5	31,5	1,1	1,4	50,2	Нет	Нет	14,7	1,1	100
6	44,7	Нет	4,1	47,4	"	"	Нет	3,8	100
7	35,0	1,8	8,9	51,4	"	"	2,9	Следы	100
8	51,3	1,3	13,9	21,1	10,9	"	Нет	1,5	100
9	56,1	3,5	10,7	20,4	9,1	"	"	0,2	100
10	53,3	Нет	26,1	4,7	15,0	"	"	0,9	100
11	63,3	"	12,9	3,9	19,5	"	"	сл.	100
12	40,8	22,4	18,9	1,6	14,3	"	"	2,0	100
13	42,3	13,0	23,9	0,4	12,9	"	"	1,5	100
14	29,2	27,1	24,3	0,6	16,4	"	"	2,4	100
				III. Группа гранодиоритов-гранитов					
15	52,8	7,4	31,3	Нет	7,5	0,2	Нет	0,7	100
16	73,7	4,7	13,7	Нет	7,6	0,3	"	Следы	100
17	21,6	33,0	39,6	1,8	3,7	Нет	"	0,3	100
18	35,3	33,5	26,4	Нет	4,5	"	"	0,3	100
19	28,3	26,5	35,4	Нет	3,6	5,3	"	0,9	100
				IV. Группа контаминированных мелкозернистых гранитоидов					
20	33,4	10,9	31,6	Нет	16,4	0,3	Нет	1,4	100
21	53,2	6,4	27,1	Нет	12,1	1,2	"	Следы	100
22	38,0	14,0	38,0	Нет	16,0	2,0	"	"	100
23	32,0	32,0	22,0	Нет	12,0	Нет	"	"	100

* 1–23 см. табл. 1.

Таблица 3

Химический состав роговых обманок из гранитоидов Среднечешского плутона, вес. %

Из какой породы, место взятия	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Из дурбахита, массив Чертово Бремя, Каменне Долы	55,0	0,46	2,98	1,73	1,13	0,35	17,56	11,0
Из дурбахита, массив Чертово Бремя, Вепице	52,31	0,54	2,94	3,82	8,77	0,34	16,42	11,54
Из гранодиорита, Козаровице	47,93	0,94	7,26	4,76	11,74	0,43	11,98	11,50
Из тоналита, Мрач	44,60	1,36	8,39	5,77	13,83	0,46	9,78	11,41
Из гранодиорита, Родетице	44,20	1,17	7,26	6,02	13,00	0,86	12,06	11,51

Таблица 3 (окончание)

Из какой породы, место взятия	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	F	Сумма
Из дурбахита, массив Чертово Бремя, Каменне Долы	0,58	0,34	–	1,75	–	0,25	100,13
Из дурбахита, массив Чертово Бремя, Вепице	0,59	0,43	0,28	1,84	0,04	0,19	100,05
Из гранодиорита, Козаровице	0,77	1,00	–	1,54	–	0,19	99,99
Из тоналита, Мрач	0,94	1,29	–	1,62	–	0,10	99,55
Из гранодиорита, Родетице	1,19	0,75	0,27	1,73	0,06	0,14	100,22

меланократовые и щелочные гранитоиды из группы дурбахитов, а в центральной – средние типы (тоналиты и гранодиориты), то в северо-западной и северо-восточной частях наблюдается общее покисление пород и широкое развитие лейкократовых разновидностей.

В Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР было проведено радиологическое датирование главных типов гранитоидов Среднечешского плутона (табл. 4). Измерения производились по мономинеральным фракциям, выделенным из породы. В ряде случаев удалось получить радиологические даты по нескольким сосуществующим минеральным фазам из одной и той же породы. Определения, произведенные по сосуществующим биотиту и амфиболу, биотиту и мусковиту, дали хорошо согласующиеся значения ("трондъемит" Пожары, биотит-амфиболовый тоналит Мрач, двуслюдяной гранит карьера Семице). Значение возраста, полученное по K-Na полевому шпату из тоналитов пос. Мрач (320 млн. лет), оказалось несколько заниженным по сравнению с цифрами, полученными по биотиту и амфиболу из той же породы (338–336 млн. лет). Это обстоятельство указывает на целесообразность использования для радиологического датирования только слюд и амфиболов.

Помимо K-Ar определений по трем пробам мусковитов были проведены определения возраста Rb-Sr методом. Так, по мусковиту из лейкократового гранита карьера Семице близ г. Писек K-Ar методом было получено значение 336 ± 11 млн. лет. По этому же мусковиту и сосуществующему с ним биотиту K-Ar методом соответственно получено 336 ± ± 11 и 338 ± 11 млн. лет. По мусковиту из пегматита в том же карьере Rb-Sr методом получено 333 ± 6 млн. лет, а K-Ar методом по тому же мусковиту получено 332 ± 10 млн. лет. Хорошая сходимость возрастных значений, полученных одним методом по нескольким сосуществующим минералам и двумя методами по одному и тому же минералу, свидетельствует о надежности приводимых радиологических дат.

Результаты радиологического датирования определенно указывают на то, что формирование большей части гранитоидов Среднечешского плутона происходило в узком временном интервале, отвечающем раннему карбону (336–360 млн. лет). Методами радиологического датирования, однако, не удается дифференцировать во времени образование последовательных фаз плутона (если такой процесс в действительности происходил). Даже в том случае, когда временные взаимоотношения между двумя типами гранитоидов ясны (наличие ксенолитов тоналитов в трондьемитах), радиологические даты, полученные по этим двум типам гранитоидов, практически тождественны (тоналиты сазавского типа 336 ± ± 20; 338 ± 11; 348 ± 22; трондьемиты пожарского типа 338 ± 11).

Rb-Sr методом по мусковиту из гранит-аплитов, отобранных в карьере близ г. Табор, была получена цифра 425 ± 9 млн. лет, резко отличающаяся от карбоновых значений возраста, характеризующих главную массу гранитоидов Среднечешского плутона. Дайка гранит-аплита, по которой получен этот возраст, прорывает дурбахиты краевой части плутона, очевидно, еще более древние. Петрографические и минералогические особенности дурбахитов, приведенные выше, резко отличают их от остальных групп гранитоидов, слагающих плутон, а даты в 425 млн. лет

Таблица 4

Результаты определения абсолютного возраста пород Среднечешского плутона

Проба	Породы, место взятия	Материал	Содержание			Возраст, млн. лет	Лаборатория
			K, %	$A_{рад.}$ нг/г	$A_{рад.}\%/A^{40}_{общ.}$		
1	2	3	4	5	6	7	8
	Группа дурбахитов						
П-142	Кв. меласиенит, г. Табор	Биотит	6,37 ± 0,06	160,5 ± 2,5	80; 85	340 ± 12	ИГЕМ
П-139	Кв. меламонцонит, Носетин	То же	6,48 ± 0,06	165,5 ± 2,5	74; 80	344 ± 12	"
П-65	Сиеногранит, Вепице	"	6,53 ± 0,06	171,5 ± 2,5	78; 80	354 ± 12	"
П-64	Гранит, Седлчаны	"	7,08 ± 0,06	182,0 ± 2,5	86; 90	346 ± 12	"
	Сиенит, Табор	Биотит-пироксеновая фракция				343	Шмейкал (ЧССР)
41-чс/72	Дайка гранит-аплита, прорывающая монцониты, карьер близ г. Табор	Мусковит				425 ± 9 (Rb-Sr)	ИГЕМ
	Группа габбро-тоналитов-гранодиоритов						
П-40	Габбро, Пецерады	Амфибол	0,78 ± 0,03	19,3 ± 0,7	54; 55	334 ± 20	ИГЕМ
Д-118	Кв. габбро, Поповице	То же	0,28 ± 0,02	7,2 ± 0,5	37; 47	348 ± 32	"
П-112	Тоналит, Пожары	Биотит	7,09 ± 0,06	177,5 ± 2,5	76; 77	338 ± 11	"
П-112	То же	Амфибол	0,63 ± 0,03	16,4 ± 0,8	63; 55	348 ± 22	"

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
П-60	Тоналит, Мрач	Биотит	7,21 ± 0,07	181,0 ± 2,5	29; 87	338 ± 11	ИГЕМ
П-60	То же	Амфибол	0,91 ± 0,04	22,6 ± 0,8	52; 64	336 ± 20	”
П-60	”	Полевой шпат	3,62 ± 0,04	84,8 ± 1,8	74; 82	320 ± 12	”
П-77	Гранодиорит, Тужице	Биотит	7,43 ± 0,07	193,0 ± 3,0	83; 87	350 ± 12	”
П-69	То же, Блатна	То же	6,81 ± 0,06	179,5 ± 2,5	81; 85	354 ± 12	”
–	То же, Гораждовице	”				353	Шмейкал (ЧССР)
	Группа гранодиоритов, гранитов						
П-136	Гранит, Радетице	Биотит	4,11 ± 0,04	112 ± 2,0	80; 82	362 ± 12	ИГЕМ
	То же, Пржибрам	То же				370	Шмейкал (ЧССР)
П-24	Гранит, Доубек	”	7,61 ± 0,07	191,5 ± 3,0	86; 88	340 ± 11	ИГЕМ
	Гранит, Своетице	”				344 ± 15	Дубански (ЧССР)
	То же	”				345 ± 20	”
П-59	Гранодиорит, Мрач	”	7,32 ± 0,06	183,0 ± 2,5	83; 83	336 ± 11	ИГЕМ
	То же	”				335 ± 18	Дубански
П-132	Гранит, Семице, близ г. Писек	”	6,58 ± 0,06	165,0 ± 2,5	83; 85	338 ± 11	ИГЕМ
	То же	Мусковит	8,22 ± 0,07	205 ± 3	82; 87	336 ± 11	”
	”	То же				336 ± 11 (Rb-Sr)	”
23-чс	Жила пегматита, рвущая гранит, Семице	”	7,98 ± 0,06	196 ± 3	81; 84	332 ± 10	”
	То же					336 ± 6 (Rb-Sr)	”

свидетельствуют о том, что образование дурбахитов, вероятно, произошло задолго до внедрения основной массы варисских гранитоидов.

М. Паливцова на основании петрографического и структурного исследования дурбахитов указывала на близость этих пород к щелочно-базальтоидным вулканическим комплексам. Об этом свидетельствуют и данные по изучению геохимии микроэлементов в дурбахитах [2]. Несомненно вероятным следует считать предположение, сводящееся к тому, что дурбахиты представляют собой древние (допалеозойские?) вулканические или субвулканические породы кали-базальтового ряда, многократно измененные впоследствии процессами метаморфизма. Группа дурбахитов в соответствии с этим предположением отражает один из этапов эволюции древнего, допалеозойского субстрата, близкого по своей природе к молданубикуму.

Формирование пород, слагающих Среднечешский плутон, по-видимому, началось задолго до нижнего карбона и представляло сложный полихронный процесс последовательной смены магматических формаций разного состава. Внедрение гранитоидного расплава в раннем карбоне обусловило глубокий метаморфизм вмещающих их пород, принадлежащих более ранним магматическим формациям, и привело к аргоновому "омоложению" более древних магматитов, т.е. выравниванию радиологических дат. В настоящее время необходимо считаться с двумя равновероятными гипотезами о происхождении всей ассоциации пород Среднечешского плутона.

Один из возможных вариантов варисской истории плутона сводится к следующему.

К нижнему карбону кристаллический субстрат Среднечешского массива, состоящий из глубокометаморфизованных пород молданубикума, испытал поднятие и региональный регрессивный метаморфизм (диафторез) в условиях амфиболитовой фации.

Дифференциальное плавление кристаллического субстрата привело к появлению анатектического расплава гранитоидного состава (мобилизата). Дальнейшая эволюция анатектического расплава происходила на фоне устойчивого воздымания юго-восточной части Среднечешского массива, благодаря чему эволюционирующий расплав вместе с субстратом перемещался из зон, где господствуют условия высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма, в зоны низкой ступени амфиболитовой фации. Северо-западный блок Среднечешского массива, отделенный от интенсивно воздымающегося юго-восточного блока среднечешским линеаментом, сохранял более устойчивое положение. Гранитоидный мобилизат в северо-западном блоке среднечешского плутона внедрялся в верхние структурные этажи по системе разломов, оперяющих среднечешский линеамент, частично "залечивая" эти разломы. В пределах северо-западного (Тепельско-Баррандиенского) блока внедрившийся гранитоидный расплав пришел в контакт со слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими породами.

В юго-восточном блоке в настоящее время выделена на поверхность область анатектического гранитообразования. Именно здесь мы обнаруживаем переход от гранитоидов типа дурбахитов через мигматиты к глубокометаморфизованным породам молданубикума, представлявшими

в варисское время метаморфический субстрат, в котором происходило дифференциальное плавление. Если в северо-западном блоке мы имеем варисские гранитоиды, образовавшиеся из перемещенного в верхний структурный этаж палингенного магматического расплава, то в юго-восточном блоке в настоящее время выведены на поверхность граниты *in situ*, находящиеся в изофациальных отношениях с вмещающими их породами молданубикума.

Второй, столь же вероятный вариант, сводится к идее перекристаллизации древнего субстрата и его реоморфизма, которые обусловили наблюдаемые взаимоотношения пород плутона в зоне варисской активизации. Структурные особенности этих пород, интерпретированные нами как признаки их магматического происхождения, возможно, унаследованы от перекристаллизованного субстрата и отражают его первично магматическую природу. Небольшой разброс возрастных значений, полученных K-Ar методом, может свидетельствовать в пользу этого предположения.

Дальнейшие комплексные геолого-геохронологические и петролого-геохимические исследования могут внести много нового в понимание закономерностей развития магматизма в пределах срединных массивов, классический пример которых представляет собой Среднечешский плутон.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г.Д.* К проблеме гранита. – В кн. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963.
2. *Таусон Л.В., Паливцова М., Козлоев В.Д., Цимбальникова А.* Первые результаты геохимического изучения гранитоидов среднечешского плутона. – Ежегодник Сибирского инст. геохимии. Новосибирск, 1974.
3. *Benes K.* Rettuinship of the fabric of granitoid bodies to the fabric of their mantle. – Cas. min. geol., 13, 1, 85–94, 1968.
4. *Dudec A., Matejovská O., Suk M.* Gföhl orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia. – Krystalinikum, 10, 67–78, 1974.
5. *Frejvald M.* Structural characteristics of charnockitic granitoids of the Tábor Massif and adjacent Moldanubicum (southeastern part of the Central Bohemian Pluton). – Cas. min. geol., 16, 4, 389–396, 1971.
6. *Frejvald M., Jakes P.* Táborský masiv – priklad genese hornin charnockitového charakteru na jihovýchodním okraji stredoceshéno plutonu (M-33-90-C). – Zpr. geol. výzk. 1965; 18–20, Praha, 1966.
7. *Jelínek J.* O vyvrelinach metamorfovaního území mezi Ondrejovem s Sazavou. – Vest-geol. Úst. CSR, 24, 219–231, 1949.
8. *Krubicka J.* Petrologiché studie ze severovýchozniho okraje stredoceského plutonu. – Sbor. Stát. geol. Ust., 15, 259–338, 1948.
9. *Losert J.* On the volcanogenous origin of some Moldanubian leptynites. – Krystalinikum, 7, 61–84, 1971.
10. *Palivcová M.* The Central Bohemian Pluton – a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. – Krystalinikum, 3, 99–131, 1965.
11. *Palivcová M., Stovícková N.* Volcanism and plutonism of the Bohemian Massif from the aspect of its segmented structure. – Krystalinikum, 6, 169–199, 1968.
12. *Röhlich P., Stovícková N.* Die Tiefenstörungstektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmischen Masse. – Geologie, Berlin, Jahrgang 17, ses. 6/7, 670–694, 1968.
13. *Stovícková N.* Hlubinná zlomivá tektonika a její vztah k endogennim geologickým procesum. – NCSAV Praha, 198 stran., 1973.
14. *Zoubek V.* Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. – Freiberger Forschungshefte, C, 190, 129–144, 1965.

Л.В. ТАУСОН, В.Д. КОЗЛОВ, М. ПАЛИВЦОВА, А. ЦИМБАЛЬНИКОВА

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕЧЕШСКОГО ПЛУТОНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Введение

При решении вопросов генезиса Среднечешского плутона и отдельных его частей привлекались практически все главные петрогенетические гипотезы: магматической дифференциации, ассимиляции и гибридизма, анатексиса и гранитизации. Рядом авторов были предложены схемы объединения выделяемых разновидностей в более крупные, петрогенетические группы родственных пород [10, 11, 14]. Предлагаемые разными авторами схемы магматизма неоднозначны, а частично противоположны.

Петрохимия пород среднечешского плутона подробно изложена в ряде работ [6, 16]. Сведений по геохимии редких элементов в гранитоидах плутона до сих пор не приводилось, за исключением данных о распределении в них урана и тория [7].

В настоящей работе обсуждаются полученные авторами первые данные по редкоэлементному составу (геохимическая характеристика) гранитоидов плутона, позволяющая с новых позиций рассмотреть их генетические соотношения. Краткие сведения по геохимии пород плутона изложены в совместной работе авторов 1974 г. [3].

Большинство изученных геохимических проб, представляющих главные разновидности (типы) пород плутона, отобраны из больших карьеров или дорожных выемок, чем обеспечивалась свежесть представляющих пробы пород.

В отобранных пробах в Институте геохимии СО АН СССР определялись содержания следующих элементов: Na, K, F, Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, B, Sn, Zn, Pb. В химико-аналитической лаборатории Геологического института ЧСАН (заведующий Ф. Халуш) часть проб проанализирована на содержание элементов семейства железа (V, Cr, Co, Ni, Cu).

Содержания щелочных элементов (Na, K, Li, Rb, Cs) определялись методом фотометрии пламени в Химико-аналитической лаборатории Института геохимии СО АН СССР с относительной ошибкой не более 10% (аналитик Д.Х. Николаева).

Содержания Na и K в большинстве проб контролировались определениями этих элементов в Геологическом институте ЧСАН, полученными в процессе проведения силикатных анализов (аналитик Л. Минаржик).

Определения фтора проводились дитизон-ализариновым химическим методом в Лаборатории геохимии магматических пород с относительной ошибкой анализа не более 20% (аналитик Л.Н. Свадковская). Определения содержаний Be, B, Sn, Pb, Zn, W, Sr, Ba проводились в Лаборатории оптического спектрального анализа по специальным методикам, с относительной ошибкой не более 20%, а для Sr и Ba – 30% (аналитики Е.С. Костюкова, Л.Л. Петров, А.И. Кузнецова).

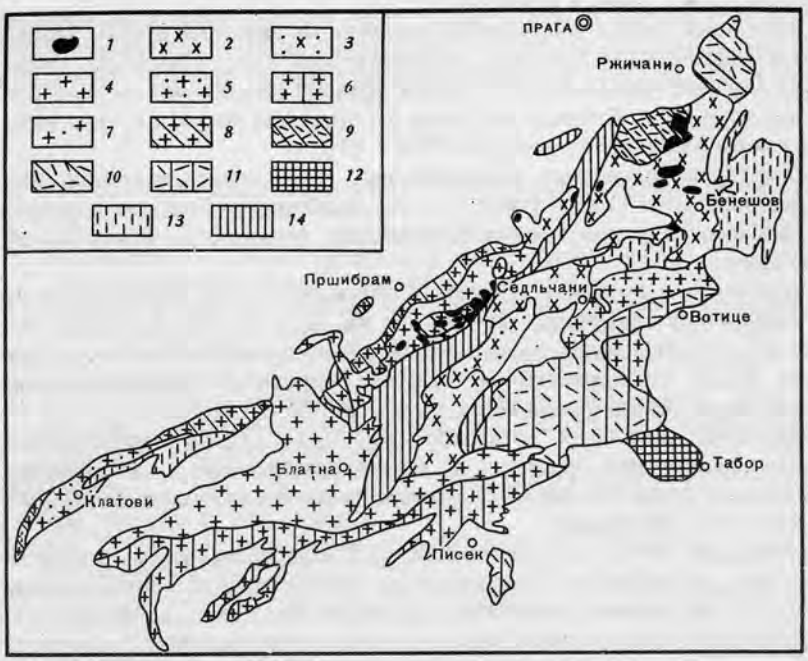
Содержания V, Cr, Ni, Cu (Co) определялись количественными химико-фотометрическими методами с предварительной экстракцией (аналитик П. Повондра). Названия пород в статье даются по А. Штрекайзену [8].

Геохимическая характеристика главных разновидностей гранитоидов Среднечешского плутона

Геологическая схема Среднечешского плутона с выделением главных разновидностей слагающих его пород приведена на рис. 1. По составу среди пород плутона выделяются группы гранитов, гранодиоритов и тоналитов, кварцевых сиенитов и кварцевых монцодиоритов, габбро и диоритов (рис. 2). Петрохимическая диаграмма AMF (рис. 3) по З. Вейнару (1973 [16]) показывает, что породы плутона представляют по крайней мере две петрохимические серии.

С целью более компактного изложения породы в табл. 1–3 рассматривались по четырем главным геолого-петрографическим группам.

I группа базитов (габбро и диориты) объединяет малые тела, ассоциирующие с тоналитами и гранодиоритами, и приуроченные обычно к области контактов гранитоидов плутона с породами спилит-кератофировой формации верхнего протерозоя. Породы группы представлены



Р и с. 1. Геологическая схема Среднечешского плутона

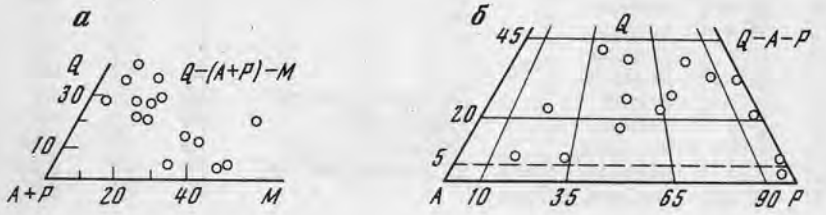
1 – габбро- и габбро-диориты; *2* – тоналиты сазавского типа; *3* – тоналиты порфировидные технического типа; *4* – гранодиориты блатенского типа; *5* – гранодиориты порфировидные седлчанского типа; *6* – гранодиориты червенского типа; *7* – гранодиориты клатовского типа; *8* – гранодиориты порфировидные краевой фации (краевой тип); *9* – трондьемиты пожарского типа; *10* – граниты порфировидные ржичанского типа; *11* – дурбахиты чертово-бременского типа; *12* – "сиениты" таборского типа; *13* – гранодиориты мелкозернистые контаминированные; *14* – вмещающие породы спилит-кератофировой формации верхнего протерозоя.

преимущественно амфиболовыми разностями, характеризуются значительным непостоянством состава и разнообразием структур. Главные их представители по химизму соответствуют толеитовым базальтам.

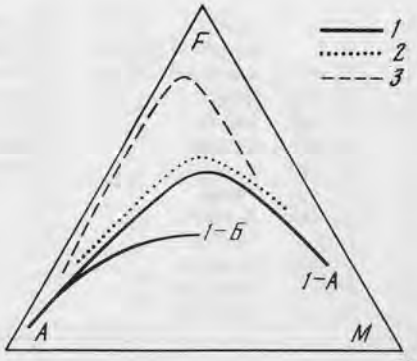
II группа объединяет распространенные разновидности пород плутона – амфибол-биотитовые тоналиты и гранодиориты (см. рис. 1). Из них наиболее распространены тоналиты сазавского типа (700 км^2) и гранодиориты блатенского типа (600 км^2), слагающие центральные части плутона. Сазавские тоналиты отличаются повышенным содержанием амфибола (8–10%); в блатенских гранодиоритах содержание амфибола составляет 2–3%. Среди группы тоналитов в свою очередь выделяются более меланократовые (тоналиты – № 6–10, табл. 1) и менее меланократовые, роговообманковые (гранодиориты – № 11, 12) разности. Сазавские тоналиты и блатенские гранодиориты представляют соответственно IIа и IIб подгруппы второй группы.

В третью подгруппу, IIв, выделены так называемые червенские гранодиориты, развитые (180 км^2) вдоль юго-восточного контакта плутона с протерозойскими кристаллическими породами молданубикума. Одними исследователями они рассматривались как краевая фация блатенских гранодиоритов [9], другими [11] – как породы, близкие к дурбахитам (см. ниже группу IV). В эту же подгруппу входят менее меланократовые существенно-биотитовые порфировидные среднезернистые гранодиориты (седлчанские).

В III группу объединены граниты относительно лейкократового облика – пожарские трондьемиты (IIIа) и ржичанские порфировидные граниты (IIIб). Обе разновидности локализованы в области северного контакта тоналитов с осадочными породами верхнего протерозоя.



Р и с. 2. Состав главных типов пород Среднечешского плутона на диаграммах $W - (A + P) - M$ (*а*) и $Q - (A - P)$ (*б*)



Р и с. 3. Вариационные кривые составов пород Среднечешского плутона на диаграмме *AMF*, по З. Вейнару [16]

1 – Среднечешский плутон (*I-А* – базиты, тоналиты, гранодиориты, граниты; *I-Б* – дурбахиты); *2* – Гавайские щелочные породы; *3* – Скаергардская интрузия

Таблица 1

Содержание химических элементов в пробах гранитоидов

№ п.п.	Проба	Место взятия проб	Фазово-фациальные разновидности пород	%		
				Na	K	F
1	2	3	4	5	6	7
						I группа –
1	Р-11	Печереды	габбро, биот.-амф.	1,70	0,90	0,08
2	Р-30	Книн	габбро пирокс-амф-биот.	1,50	0,45	0,04
3	Р-33	Телетин	габбро амф. с биот.	0,80	1,60	0,09
4	Р-120	Тужинка	габбро оливиново	0,90	0,48	0,05
5	ЧС-58	Оборы	диорит	2,7	1,30	0,03
						II группа – тоналиты и
6	Р-36	Телетин	IIа сазавский тип –	2,3	1,9	0,08
7	Р-60	Мрач	тоналиты биотит-ам-	1,9	1,9	0,10
8	ЧС-73	Крханице	фиболовые	1,6	1,6	0,05
9	ЧС-74	Камены Привоз		3,1	1,4	0,05
10	ЧС-75	Яйлов		2,7	1,8	0,02
11	Р-31	Буш	Сазавский тип –	2,1	2,1	0,06
12	Р-53	Камены Привоз	гранодиориты рого-	2,3	2,1	0,08
13	ЧС-409	Валеновы	вообманковые	2,7	3,3	0,10
14	ЧС-410	Ольшаны	IIб блатенский тип –	2,5	4,1	0,06
15	Р-82	Деф. Лазаны	тоналиты амфибол-	2,5	3,7	0,21
16	ЧС-411	Гайяны	биотитовые	2,3	3,8	0,09
17	Р-70	Гайяны		2,5	3,5	0,11
18	ЧС-412	Батков		2,5	3,6	0,06
19	ЧС-413	Пастики		2,6	3,6	0,08
20	ЧС-414	Гудзичи		2,6	3,5	0,10
21	Р-72	Гудзичи		2,3	3,3	0,13
22	ЧС-415	Бездеков		2,6	3,2	0,08
23	Р-77	Ружичи	IIв червенский тип	2,3	3,4	0,12
24	Р-79	Смрочи	гранодиориты	2,5	3,0	0,16
25	Р-80	Подмоки	биотитовые с амф.	1,5	5,5	0,18
26	Р-64	Высокий Хлумеч	IIг седлчанский тип	2,1	5,0	0,24
27	ЧС-422	Высокий Хлумеч		2,3	5,0	0,10
						III группа – трондьемиты и
28	Р-38	Телетин	IIIа пожарский тип	2,3	2,4	0,02
29	Р-55	Каменый Привоз	кварцевые диориты	2,8	1,5	0,03
30	ЧС-407	Каменый Привоз	(трондьемиты)	3,0	1,7	0,03
31	ЧС-408	Пожары	биотитовые	2,9	1,6	0,04
32	ЧС-400	Бнежи	IIIб ричанский тип	2,7	3,6	0,17
33	ЧС-401	Бабичи	граниты порфиро-	2,7	4,3	0,15
34	ЧС-403	Жерновка	видные биотитовые	3,0	4,3	0,17
35	ЧС-405	Эвану		2,6	3,9	0,19
36	ЧС-402	Друбек		2,8	4,2	0,15
37	Р-24	Доубек		2,6	4,0	0,12
38	ЧС-406	Своетичи		3,0	4,2	0,13
39	Р-29	Своетичи		2,5	4,2	0,18
40	ЧС-70	Своетичи		2,8	3,9	0,10

Среднечешского плутона и Требичского массива

г/т										
Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Zn	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
базиты										
8	17		0,6	760	500	22				7
6	14	сл	0,6	210	360	23	5,0		10	5
22	55	сл	0,6	380	700	20	4,6		140	2
45	28	сл	1,0	460	590	37	6,5	Сл	280	8
16	60	10	1,2	350	1100	15	2,1	2,3	39	13
гранодиориты										
13	58	сл	1,5	520	2900	16	3,2		91	30
31	72	6	1,2	600	1400	22	3,8		100	30
26	54	16	1,5	300	1400	20	5,5	Не обн.	54	12
24	46	8	1,3	430	790	28	3,6	Сл.	32	18
16	58	8	0,9	260	1100	20	50,0	Не обн.	46	14
6	69	сл	1,2	470	1500	19	4,8		88	20
34	92	4	1,0	370	2000	22	2,5		69	13
74	150	8	2,7	380	1700	10	6,6	0,8	150	50
25	73	8	2,6	290	1300	10	6,5	2,1	300	79
60	270	18	4,4	280	1400	17	14		60	56
46	190	12	2,7	310	1500	17	8,9	1,4	110	64
24	170	10	4,7	400	1400	22	8,0		110	63
27	180	14	4,8	290	1100	18	16	1,0	90	64
44	170	6	2,8	310	1100	12	8,5	0,9	110	61
44	170	6	3,1	350	1500	10	8,1	5,0	160	32
42	210	9	3,1	350	2100	18	4,8		130	30
56	170	4	2,7	330	1600	10	6,6	1,8	140	28
27	200	14	4,0	440	2300	16	5,7		100	32
13	150	сл	2,7	400	2000	18	6,8		66	28
47	400	57	14,5	420	2200	31	63		80	50
67	350	22	11,00	350	2800	34	14		68	56
77	300	28	5,5	310	1500	30	9,5		76	44
граниты										
14	66	сл	1,8	500	1700	18	1,6		10	40
29	48	4	1,2	480	1400	20	25		10	44
20	50	2	1,3	460	1600	10	3,7	1,1	10	46
22	46	2	1,1	360	1700	10	2,8	0,9	10	35
180	180	56	6,9	220	460	330	4,2	1,5	42	87
130	320	46	8,3	350	1100	49				
120	300	28	8,1	400	1200	38	15	0,7	48	93
150	270	88	8,3	240	520	125	30	1,2	33	76
130	300	28	7,6	350	1100	42	16	1,2	28	80
45	280	22	9,1	310	1300	33	11		18	140
150	320	50	9,1	320	950	51	24	1,7	42	72
140	410	60	14	350	1300	56	44			120
110	320	51	8,1	270	870	54	14	1,7	30	44

Таблица 1

1	2	3	4	5	6	7
41	ЧС-404	Вижловка	Граниты аплитовидные	3,5	3,7	0,07
42	ЧС-404а	Вижловка		3,6	3,4	0,08
43	ЧС-404Б	Вижловка	Гранит аплитов., грейзен.	4,5	3,6	0,45
						IV группа –
44	ЧС-416	Табор	IVа таборский тип	1,5	5,1	0,14
45	ЧС-418	Дражиче	сиениты пироксен-	1,3	5,3	0,13
46	ЧС-419	Межиричи	биотитовые	1,5	5,4	0,12
47	ЧС-417	Табор	(биотитовый)	0,6	5,3	0,39
48	ЧС-68	Каменный Дол	IVб чертово-бремян-	1,7	5,5	0,20
49	Р-66	Каменный Дол	ский тип граносиени-	1,8	4,5	0,15
50	ЧС-420	Милевко	ты порфировидные,	2,1	5,2	0,30
51	ЧС-420А	Милевско	амфибол-биотитовые	2,6	4,6	0,07
52	Р-65	Вепиче		1,8	5,0	0,14
53	ЧС-421	Вепиче		1,8	5,2	0,13
54	Р-58	Вотиче		3,1	2,5	0,12
55	Р-104	Пехова Лота 10 м	IVб чертовобремян-	1,7	5,1	0,12
56	Р-94	17 м	ский тип	1,6	4,9	0,14
57	Р-95	107 м скв.		1,7	5,1	0,17
58	Р-96	110 м		1,9	4,8	0,17
59	Р-105	261 м		1,8	4,8	0,13
60	Р-97	309 м		1,8	4,8	0,15
61	Р-98	365 м		1,6	5,2	0,20
62	Р-99	467 м		1,6	4,6	0,14
63	Р-100	400–500 м		1,6	5,2	0,26
64	Р-102	547 м		1,8	4,9	0,17
65	Р-103	662 м		1,8	4,8	0,11
66	ЧС-423	Требич	IVв требичский тип	2,2	5,2	0,08
67	ЧС-424	Требич	(Требичский массив)	1,8	5,6	0,15
68	ЧС-426	Требич, 2 км, во-	дурбахиты (граносие-	1,8	5,6	0,14
		сток	ниты амфибол-био-	1,4	5,6	0,12
69	ЧС-427	Владислав	титовые)	2,0	4,9	0,09
70	ЧС-428	Владислав		2,2	4,9	0,11
71	ЧС-429	Требич, 10 км, се-		1,8	4,9	0,16
		вер-северо-восток				
72	ЧС-430	Межипицы				
73	ЧС-431	Межипицы		1,5	5,8	0,17
74	ЧС-432	Полна		1,9	4,3	0,11

IV группа представлена весьма своеобразными породами – дурбахитами, среди которых в плутоне выделяется два подтипа. Первый (IVа) представлен таборскими пироксен-биотитовыми кварцевыми сиенитами и монцосиенитами. Второй, чертовобремянский подтип (IVб), представлен группой меланократовых биотитовых, богатых магнием и калием, пород, с крупными выделениями микроклина, характеризующихся непостоянством состава – от мелагранитов до монцонитов, монцодиоритов и кварцевых диоритов.

В таблице приведены также данные по дурбахитам, аналогичным подтипу IVб, слагающим другой (Трбический массив), расположенный восточнее Среднечешского плутона.

(окончание)

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
94	170	7	5,0	540	1200	19	3,6	1,1	24	68
74	170	10	7,4	670	1000	13	4,4	1,2	20	68
260	380	54	8,7	150	490	85	130	14,5	18	18
дурбахиты										
44	390	20	5,7	500	3600	50	8,5	6,4	110	60
49	260	8	2,5	560	4200	12	4,1	1,4	210	40
47	320	20	3,7	570	3100	38	5,6		95	49
96	220	16	1,2	220	3000	10	2,8	1,4	230	65
40	360	37	4,1	330	2500	50	8,0	3,5	54	31
32	370	29	6,0	430	3200	34	11		48	50
57	440	34	5,0	290	1400	33	8,1	2,2	92	47
20	200	16	4,6	250	870	68	7,2	1,3	33	83
32	370	42	8,8	310	2100	25	25		48	46
31	380	50	7,9	290	1700	24	20		92	47
31	110	8	2,0	230	1000	16	3,5		100	3
31	380	29	11,5	390	2400	28	21		63	100
34	380	42	12,0	340	2000	22	14		40	80
34	390	34	12,5	320	2500	24	23		45	68
29	380	38	11,0	320	1800	22	21		40	57
26	360	29	16,0	330	1800	38	32		33	76
29	370	35	15,0	270	1500	25	21		60	63
37	390	26	8,8	250	2000	23	30		63	240
42	390	32	16,0	330	2000	28	17		35	58
34	350	26	5,8	460	2800	34	10		63	68
37	380	26	12,3	330	2100	23	14		40	76
35	330	18	12,5	250	2100	24	27		54	66
42	200	11	3,0	320	2200	14	5,4	2,6	63	49
49	410	28	5,1	380	2400	26	11	1,0	110	50
49	390	32	5,9	440	2100	30	17	13	150	47
69	430	28	3,7	290	2300	23	10	2,7	180	46
42	420	42	6,9	260	1400	12	27	6,3	70	60
14	320	28	7,6	250	1400	17	21	2,4	85	57
21	400	26	4,0	310	2000	22	11	3,6	210	32
51	420	14	3,8	250	3300	32	5,5	2,4	90	28
46	160	7	2,7	310	2200	10	3,2	2,7	100	38

Рассмотрение геохимических особенностей пород плутона удобнее начать с группы наиболее своеобразных в геохимическом отношении дурбахитов, оказавших, по-видимому, существенное влияние на геохимический облик массива в целом. Судя по составу и геохимическим особенностям, дурбахиты представляют, несомненно, дифференциаты щелочных базальтоидов, геохимия которых подробно рассматривалась на примере Забайкальской провинции [2]. Средние данные по дурбахитам (табл. 1 и 3) в целом хорошо согласуются с геохимическим типом гранитов монцонитового ряда по Л.В. Таусону [1].

Отличительными особенностями гранитоидов этого геохимического типа, отражающими их происхождение из щелочно-базальтоидных магм,

Таблица 2

Содержания в пробах гранитоидов Среднечешского плутона элементов семейства железа

Группы пород	Разновидности гранитоидов	Проба	Содержание, г/т				
			V	Cr	Co	Ni	Cu
I	Базиты	P-11	490	50	20	11	30
		P-30	310	80	22	14	10
		P-33	370	300	42	30	13
II	Сазавские тоналиты IIа	P-36	120	74	24	18	6
		P-60	180	52	11	15	16
		P-31	145	38	30	18	16
		P-53	170	27	28	28	5
	Блатенские тоналиты IIб	P-82	56	80		37	10
		P-70	140	60		30	8
		P-72	145	100		37	10
	Червенские гранодиориты IIв	P-77	140	120		40	25
		P-79	130	110		30	10
		P-80	150	510		300	22
		P-64	150	140	80	80	70
III	Пожарские трондьемиты IIIа	P-38	40	37	2	10	1
		P-55	41	20	15	8	5
	Ричанские граниты IIIб	P-24	45	90	22	42	5
		P-29	23	86	32	22	6
	Дурбахиты, IVб	P-66	95	410	22	200	26
		P-65	25	280	180	150	61
		P-58	130	560	28	310	25
Кларковые концентрации по К. Ведеполю, К. Турекяну и А.П. Виноградову	Базальты		250	170	48	130	87
	Диориты		100	50	10	55	35
	Граниты, богатые кальцием		88	22	7	15	30
	Граниты, бедные кальцием		44	4	1	4,5	10

являются очень высокие содержания бария и стронция и повышенные концентрации фтора. Как следует из табл. 3, дурбахиты отличаются от средних данных по типу более высокими содержаниями фтора и резко повышенными концентрациями таких гранитофильных элементов, как рубидий, бериллий, олово, в чем сказывается, по-видимому, их менее натровый, существенно калиевый характер по сравнению со средними данными по гранитоидам монцонитового ряда.

Из данных табл. 1 отчетливо видно, что отмеченные геохимические особенности свойственны группе дурбахитов вообще, независимо от принадлежности к тому или иному массиву. Особенно важно отметить геохимическую идентичность дурбахитов таборского типа и чертово-бремянских дурбахитов, различающихся по минеральному составу (пер-

вые – биотит-пироксеновые, с гиперстеном, вторые – биотит-амфиболовые). Кроме того, геохимическая характеристика дурбахитов отличается стабильностью, несмотря на значительные, отмеченные выше, колебания их минерального и петрохимического состава. В частности, это показывают данные по дурбахитам из ~ 700 метровой скважины в районе сел. Пехова Лгота (табл. 1).

Противоположную дурбахитам группу пород представляют базиты (группа I). Они характеризуются резко пониженными (табл. 1 и 3) относительно кларковых значений концентрациями всех гранитофильных элементов, фтора и бария со стронцием. По своей геохимической характеристике базиты близки к толеитам и плагиогранитам, занимая промежуточное положение между геохимическими типами плагиогранитов известково-щелочного и толеитового рядов классификации Л.В. Таусона [1]. С основными породами геохимически чрезвычайно сходны тоналиты (группа IIIа), отличающиеся от габброидов и геохимического типа плагиогранитов известково-щелочного ряда только повышенными концентрациями стронция и бария.

Разновидности гранодиоритов группы II геохимически, без сомнения, приближаются в большей или меньшей степени к дурбахитам, что выражается в повышенных концентрациях фтора, бария и стронция, олова, свинца, в меньшей степени бериллия. При этом с очевидностью проявляется разная степень геохимического родства с дурбахитами, наименее проявленная в распространенных блатенских амфибол-биотитовых гранодиоритах, а в наибольшей степени – у таких разновидностей гранодиоритов, как червенские и седлчанские. В конечном счете, повышенные концентрации бария и стронция в сазавских тоналитах наиболее вероятно объясняются также влиянием дурбахитов.

Породы, объединенные в группу III, также отчетливо различны. Пожарские трондьемиты (подгруппа IIIа) геохимически идентичны сазавским тоналитам, вблизи которых они залегают, и принадлежат, таким образом, к группе пород, геохимически близких к плагиогранитам.

Ржичанские биотитовые граниты (подгруппа IIIб) по своей геохимической характеристике соответствуют геохимическому типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов по Л.В. Таусону, от которых их отличают лишь очень высокие содержания бария и стронция. Как известно, названный геохимический тип гранитов, изученный во многих регионах, в том числе и Рудных горах ЧССР, характеризуется высокими концентрациями фтора и гранитофильных элементов, но низкими содержаниями стронция и бария.

Значимость отмеченных различий становится еще более очевидной при анализе распределения в гранитоидах плутона элементов семейства железа, а также меди. Хотя данные по содержаниям этих элементов в гранитоидах плутона пока сравнительно ограничены (табл. 2), тем не менее в их распределении проявляются вполне определенные закономерности. Содержания этих элементов в базитах и дурбахитах плутона наиболее близки к кларковым концентрациям в базальтах (табл. 2 и 3). При этом базиты по сравнению с кларковыми концентрациями в базальтах отчетливо обогащены наиболее литофильным элементом – ванадием и заметно обеднены

Таблица 3

Средняя геохимическая характеристика

Разновидности гранитоидов	%			г/т				
	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be	Sr
I группа – базиты: габбро, габбродиориты	1,2	1,2	0,06	20	35		0,7	450
II группа – тоналиты и гранодиориты	2,3	1,7	0,06	22	58	10	1,3	400
IIа Сазавский тип: тоналиты гранодиориты биотит-амфиболовые	2,2	2,1	0,07	20	80	2	1,1	400
IIб Блатенский тип: тоналиты амфибол-биотитовые	2,5	3,5	0,10	44	175	9	3,4	350
IIв Червенский тип: гранодиориты биотитовые с амфиболом	2,2	4,0	0,15	29	250	36	7,1	400
IIг Седлчанский тип: гранодиориты	2,2	5,0	0,17	72	325	25	8,2	350
III группа – трондьемиты и граниты								
IIIа Пожарский тип: трондьемиты	2,7	1,8	0,03	21	52	2,7	1,3	450
IIIб Ричанский тип: граниты порфировидные, биотитовые	2,7	3,7	0,15	130	300	45	8,8	300
IV группа – дурбахиты								
IVа Таборский тип: сиениты пироксен-биотитовые	1,2	5,3	0,19	59	300	16	3,3	450
IVб Чертовобремянский тип: граносиениты порфировидные, амфибол-биотитовые	2,1	4,7	0,16	35	320	31	5,5	300
скважина	1,7	4,9	0,15	33	370	30	12	400
IVв Трбический тип: граносиениты	1,8	5,2	0,12	42	350	24	4,7	300
Геохимические типы (Таусон, 1974):	3,2	0,5	0,015	2	4		0,6	190

гранитоидов Среднечешского плутона

г/т

Ba	B	Sn	W	Zn	Pb	V	Cr	Co	Ni	Cu
550	23	5,4		140	5	400	140	28	18	18
1500	21	13		65	20	150	48	23	20	10
1750	21	3,7		79	16					
1500	15	8,8	1,8	140	53	110	80		35	10
2150	22	25		82	37	140	150	80	50	30
2150	32	12		72	50					
1600	14	8,5	1,0	10	41	40	30	10	10	3
1000	92	20	1,3	34	89	34	88	27	32	5
3400	37	5,2	3,0	160	53					
1800	36	12	2,3			80	420	70	220	37
2100	26	31		49	86					
2150	22	12	3,6	120	45					
										Кларковые концентрации: базальты
180		2,7		70	4	250	170	48	130	87

Таблица 3 (окончание)

Разновидности гранитоидов	%			г/т				
	Na	K	F	Li	Rb	Cs	Be	Sr
плагиограниты толеитового ряда								
плагиограниты известково-щелочного ряда	3,0	1,9	0,07	12	53		0,8	390
палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда	2,9	3,3	0,08	36	140		3,5	300
плюмазитовые редкометальные граниты	2,8	4,0	0,30	97	400		6,8	100
граниты монцонитового ряда	3,8	4,0	0,08	31	135		3,9	750

халкофилами – кобальтом, особенно никелем и медью. Содержания последних двух элементов в базитах плутона ниже кларковых концентраций в диоритах и соответствуют содержаниям в богатых кальцием гранитах по К. Турекяну и К. Ведеполю (табл. 2). Дурбахиты же, напротив, заметно обеднены ванадием, до уровня кларковых концентраций в диоритах, но заметно обогащены по сравнению со среднемировым базальтом, никелем и особенно хромом. Резкая обогащенность этим элементом характерна также для гранодиоритов группы IIв, наиболее геохимически близкой, как указывалось выше, к дурбахитам.

Близкие к базитам по геохимической характеристике тоналиты (сазавские, гр. IIа), так же как первые, обеднены халькофильными элементами никелем и медью даже по сравнению с кларковыми концентрациями в диоритах. Отличительной чертой тоналитов по сравнению с базитами являются заметно более низкие концентрации в них ванадия.

Отчетливо различаются по содержаниям элементов семейства железа и наиболее лейкократовые разновидности пород плутона – трондьемиты (IIIа) и граниты (IIIб). Первые характеризуются практически кларковыми концентрациями рассматриваемых элементов, соответствующими содержаниям их в богатых кальцием гранитах, при резко пониженных концентрациях меди. Вторые – ржичанские граниты, выделяются необычно высокими для гранитов содержаниями хрома, кобальта и никеля, превышающими для первых двух элементов кларковые концентрации их в диоритах. В целом повышенные концентрации хрома, кобальта, никеля являются общей геохимической особенностью дурбахитов, родственных с ними пород из группы гранитоидов, а также ржичанских гранитов. Последние обнаруживают целый ряд общих с дурбахитами геохимических особенностей как в отношении повышенных концентраций бария, стронция и элементов семейства железа, так и в отношении высоких содержаний таких гранитофильных элементов, как Rb, Be, Sn,

г/т

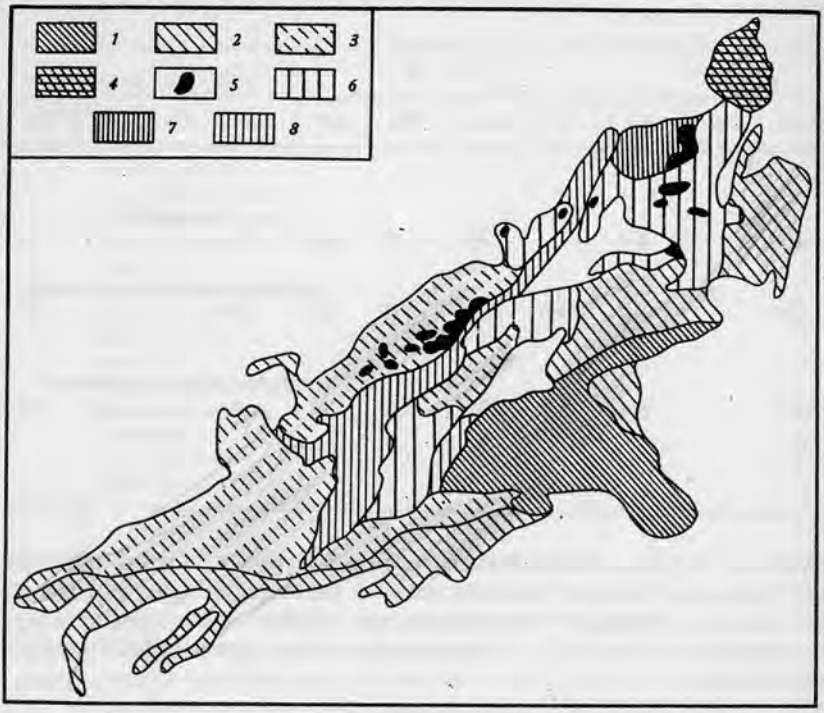
Ba	B	Sn	W	Zn	Pb	V	Cr	Co	Ni	Cu
								диориты		
670		4,3		60	10	100	50	10	55	35
								гранитоиды, богатые кальцием		
750		5,3	2,0	45	25	88	22	7	15	30
								граниты, бедные кальцием		
200		6,3	4,1	57	30	44	4	1	4,5	10
1600		4,1		55	27					

Pb, а также летучих. Единственным резким отличием от дурбахитовых пород являются высокие концентрации в ржичанских гранитах лития. Таким образом, данные геохимического анализа позволяют сделать предположение о вероятных генетических связях ржичанских гранитов с дурбахитами.

Некоторые петрогенетические выводы

Изложенные геохимические данные показывают, что по особенностям микроэлементного состава гранитоиды Среднечешского плутона достаточно отчетливо могут быть подразделены на две группы (рис. 4). Первая группа представлена дурбахитами и разновидностями гранитоидов, обнаруживающими с дурбахитами общие геохимические черты. Гранитоидами этой группы сложена большая, преимущественно восточная, часть плутона. Помимо дурбахитов в группу входят гранодиориты червенского и седлчанского типов, площади распространения которых примыкают к массивам дурбахитов. Геологически и петрологически эти гранодиориты рассматривались как переходные между дурбахитами и гранодиоритами (тоналитами) центральной зоны плутона. Геохимические данные подтвердили их отчетливую генетическую близость к дурбахитам. К этой же группе относятся блатенские тоналиты, в геохимических особенностях которых, как указывалось, отчетливо проявляется влияние дурбахитов (повышенные, нестабильные содержания фтора, необычно высокие для гранодиоритовых пород концентрации стронция, бария, рубидия, бериллия, олова, свинца). В эту же группу пород, обнаруживающих геохимическое родство с дурбахитами, входят ржичанские граниты.

Вторая группа пород плутона, по площади распространения уступающая первой, представлена гранитоидами, обнаруживающими общие гео-



Р и с. 4. Геохимическая схема Среднечешского плутона

1–4 – дурбахиты и гранитоиды, обнаруживающие с дурбахитами геохимическое родство: *1* – дурбахиты; *2* – гранодиориты, геохимически близкие дурбахитам; *3* – гранодиориты блатенские; *4* – граниты ричанские; *5–7* – породы, обнаруживающие геохимическое сходство с толеитовыми базальтоидами и плагиогранитами: *5* – габбро и габбродиориты; *6* – тоналиты сазавские; *7* – трондьемиты пожарские; *8* – вмещающие породы спилит-кератофировой формации

химические особенности с толеитовыми базальтами и геохимическими типами плагиогранитов. Площади распространения этих разновидностей отчетливо тяготеют к полям развития вмещающих пород спилит-кератофировой формации, что вряд ли случайно. В эту группу объединяются (рис. 4) мелкие тела габброидов, сазавские тоналиты и пожарские трондьемиты. Всех их объединяют очень низкие концентрации фтора и гранитофильных элементов, хотя трондьемиты и сазавские гранодиориты выделяются необычно высокими для плагиогранитов, связанных с толеитовыми и известково-щелочными магмами, содержаниями стронция и бария. По-видимому, в этой их особенности отражается влияние щелочно-базальтоидных магм. Последние, вероятно, оказали воздействие на геохимический облик гранитоидов всего Среднечешского плутона.

Резкие различия в концентрации микроэлементов в породах, представляющих две крупные рассмотренные группы, позволяют предполагать, что магматические расплавы (или исходный субстрат гранитоидов плутона) формировались на разных глубинных уровнях. Происхождение дурбахи-

тов связано с глубинными зонами земной коры; на это указывают не только принадлежность их к щелочным базальтоидам, но и повышенные концентрации таких типичных элементов ультраосновных пород, как хром и никель. Магматические расплавы (или исходный материал) базитов и сходных с ними геохимически тоналитов связаны с более высокими уровнями земной коры, где формируются толеитовые магмы.

Две главные гипотезы формирования плутона основаны на анализе состава слагающих его пород. Первая гипотеза исходит из магматической дифференциации и формирования плутона в несколько последовательных интрузивных фаз [10, 14]. Первый автор указывал на трудности интерпретации формирования плутона с позиций этой гипотезы, и сложность объяснения генезиса дурбахитов, которые невозможно отнести к дифференциатам тоналит-гранодиоритовых магм. Вторая гипотеза была предложена З. Вейнаром [16] на основе обобщения данных около 300 силикатных анализов пород плутона. Им установлено, что породы плутона отчетливо разделяются на два тренда (рис. 3): толеитовый (основные породы и связанные с ними тоналиты), объединяющий доварисские, вмещающие породы плутона, и тренд палингенных варисских гранитоидов, развивавшихся до эвтектического состава, и характеризующихся преобладанием K над Na. Выделение этих трендов, как видно из рис. 3, основано на группе тоналитов и базитов с одной стороны, и группе дурбахитов с другой. В области составов гранодиоритов, лейкократовых гранитов и поздних жильных дифференциатов плутона тренды соединяются.

Как следует из предыдущего материала, геохимические данные по гранитоидам плутона хорошо согласуются с проведенной З. Вейнаром группировкой пород. Вместе с тем петрогенетические выводы представляют значительную сложность с позиций обеих гипотез. Как отмечено, тоналитовая и дурбахитовая группы пород не могли возникнуть в результате дифференциации одного расплава. Геохимическая самостоятельность этих групп очевидна. Неприемлемой также является и гипотеза возникновения таких пород, как дурбахиты, в результате палингенеза осадочно-метаморфической толщи. Кроме того, схема магматизма, по З. Вейнару, встречает и другие возражения. Возрастное соотношение тоналитов и дурбахитов не только очевидно, как это следует из предлагаемой им схемы.

Установлено [4], что внутренние структурные элементы в тоналитах и дурбахитах хорошо отражают различия в структурном плане вмещающих пород: более простой структурный план неметаморфизованного протерозоя в структурах тоналитов и сложные структуры кристаллических пород молданубикума в структурных элементах дурбахитов (юго-восточная часть плутона). Согласно распространенному мнению, дурбахитовая серия представляет более древнюю "коренную" зону плутона [16] по отношению к тоналитам. Геохронологические определения (K-Ar методом по биотиту и роговой обманке, данные Г.Д. Афанасьева с коллегами) показывают в целом близкий возраст этих пород: базиты и тоналиты около 340 млн. лет; дурбахиты и близкие им гранодиориты –

350 млн. лет. Вместе с тем отдельные определения по дурбахитам зафиксировали возраст в 455 ± 15 млн. лет по биотиту [12]. Известно также, что породы плутона и в особенности дурбахиты претерпели интенсивную перекристаллизацию [13].

Изложенные материалы однозначно свидетельствуют о принадлежности дурбахитовой и тоналитовой (с базитами) групп пород к двум самостоятельным магматическим сериям среднечешского линеамента. Вопрос состоит в том, являются ли эти серии первично-магматическими или их следует отнести к реликтово-магматическим образованиям, сформированным в результате процессов варисской активизации и магматической регенерации доварисских вулканических, субвулканических и интрузивных (?) пород, с услоением в определенной мере материала осадочно-метаморфического чехла.

Сохранение структурного плана вмещающих пород в гранитоидах плутона может быть объяснено также с позиций гипотезы Р. Дэли [5] постепенного проплавления, магматического замещения и ассимиляции пород кровли интрудировавшими магматическими массами.

В решении этих вопросов существенную помощь могут оказать более детальные геохимические данные по гранитоидам плутона и ксенолитам из них, представляющие задачу дальнейших исследований.

В заключение следует остановиться на некоторых вопросах рудоносности гранитоидов. Как указывалось, по своей геохимической характеристике ржичанские граниты соответствуют в основном геохимическому типу редкометальных плюмазитовых лейкогранитов, с которыми в разных регионах связано наиболее продуктивное редкометально-оловянное оруденение. Единственным отличием ржичанских гранитов от названного типа являются очень высокие концентрации в них бария и стронция. В центральной части ржичанских гранитов располагается участок аплитовидных гранитов, в которых очень локально проявлены явления слабой грейзенизации.

Как видно из табл. 1, грейзенизированные разности (№ 43 по порядку) характеризуются невысоким уровнем концентрации фтора редких и рудных элементов по сравнению с грейзенами типичных редкометальных гранитов.

В аплитовидных гранитах наблюдается резкое понижение концентраций редких элементов по сравнению с главной разновидностью ржичанских гранитов (табл. 1. № 41, 42).

Отмеченные особенности ржичанских гранитов позволяют высказать предположение, что их формирование проходило в условиях относительно повышенных давлений и отсутствия резких градиентов температуры и давления, отражением чего, по-видимому, и являются очень высокие концентрации в ржичанских гранитах стронция и бария. В этих условиях не могли осуществляться процессы интенсивного концентрирования летучих и редких элементов в апикальной зоне интрузии, что и определило ограниченные масштабы постмагматической грейзеновой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Таусон Л.В.* Геохимические типы гранитоидов. – Докл. АН СССР, 1974, 215, № 2, с. 446–449.
2. *Таусон Л.В., Захаров М.Н.* Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья. – "Геохимия", 1974, № 3, с. 380–391.
3. *Таусон Л.В., Паливцова М., Козлов В.Д., Цымбальникова А.* Первые результаты геохимического изучения гранитоидов Среднечешского плутона. – Ежегодник–1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, 1974, с. 47–51.
4. *Beneš K.* Relatoinship of the fabric of granitoid bodies to the fabric of their mantle. – Čas. min. .geol., 1968, 13, 1, 85–93.
5. *Daly R.A.* Igneous rocks and the depths of the earth. McGraw-Hill Book Co., London, 2 ed. New York, vol. I, 1933.
6. *Dudek A., Suk M.* The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. – Neues Jb. Geol. Pal, 123, 1, 1–19.
7,8. *Fatková J.* Uran v horninách středočeského plutonu. – Sborník přednášek "Hornická Příbram ve vědě a technica. Pribram U.P. n.p. 1967, 14–33.
9. *Malecha A., Suk M., Vachtl J.* Geologie a petrologie krystalinika mezi Sušicí a Horažďovicemi. – Sbornik UUG, 1960, sv. XXVI – 1959, Geol., 1, díl. 531–583.
10. *Orlov A.* Zur Kenntnis der Petrochemie des mittelböhmischen Plutons. – Mineral. Petrogr. Mitt., Leipzig, 1935, 46, 416–446.
11. *Palivcová M.* The Central Bohemian Pluton – a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. – Krystalinikum, 1965, 3, 99–131.
12. *Pivec E.* On the origin of phenocrysts of potassium feldspars in some genetic rocks of the Central Bohemian Pluton. – Acta Univ. Carol. – Geol., 1970, 1, 11–25.
13. *Röhlichová M.* Petrographie und Genese der durbachitischen Gesteine (Typus "Čertovo břemono") in der Umgebung von Písek. – Acta Univ. Calolinae, Geologica, 1964, 3, 207–221.
14. *Steinocher V.* Látkove složení, provinciální charakter a petrogeneze středočeského plutonu. – Rozpr. Čs. Akad. Věd, 1969, 79, 1, 3–98.
15. *Sattran V., Klominský J.* Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. – Sb. geol. věd, rada LG, Praha, 1970, sv. 12, 65–154.
16. *Vejnar Z.* Petrochemistry of the Central Bohemian Pluton. – Geochemie, Geochemical Methods and Data. V. 2. 1973, 5–116.
17. *Zoubek V.* – In: Buday T. et al. Tectonic development of Czechoslovakia. – NČSAV, Praha, 1960, 94–102.

М.Г. РУБ, В.А. ПАВЛОВ, М. ПАЛИВЦОВА, В. ГЕЙЛ, Н.Г. ТРОНЕВА

АКЦЕССОРНЫЕ МАГНЕТИТЫ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОРОД СРЕДНЕЧЕШСКОГО ПЛУТОНА КАК ИНДИКАТОРЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

В последние годы многие исследователи занимались специальным изучением акцессорных минералов разновозрастных гранитоидов для решения ряда петрогенетических и металлогенических вопросов. Так, В.А. Вахрушев, В.В. Ляхович, М.Г. Руб, С.Д. Туровский, И.Х. Хамрабаев, C. Frondel, A. Groves, G. Hoppe, A. Kodymova, Z. Vejna и многие другие исследователи убедительно показали, что наряду с геологическими факторами акцессорные минералы могут быть использованы для расчленения интрузивных пород, выяснения их генезиса, глубины формирования, физико-химических условий, в которых происходило образование этих пород, их металлоносности и других вопросов.

Особенно большое значение для выяснения генезиса гранитоидов имеют такие акцессорные минералы, как магнетиты и хромшпинелиды.

Полученные нами новые данные по магнетитам подтверждают и развивают сделанные ранее двумя из авторов выводы о существовании двух главных генетических типов гранитоидов, связанных с разноглубинными источниками [11].

Изучение магнетитов из гранитоидов Среднечешского плутона проводилось в Геологическом институте Чехословацкой Академии наук на микроанализаторе JXA-50A. Определение производилось в чашечках, изготовленных в шлифовальной лаборатории ИГЕМ АН СССР; эталоны: синтетический гематит, корунд, рутил, периклаз, окись ванадия и металлический кабальт. Поправки на вычисление коррекций не были рассчитаны; точность определения элементов колеблется в пределах 20 относительных процентов. Ускоряющее напряжение – 15 кв. Анализы и фотографии распределения произведены Г. Соучковой и Ф. Пехар под руководством К. Юрка.

Кроме того, количественный химический анализ магнетитов некоторых типов пород Среднечешского плутона и магнетитов гранитоидов различных регионов СССР проводился одним из авторов (Н.В. Троневой) в ИГЕМ АН СССР локальным рентгеноспектральным методом на микроанализаторе "Cameca" MS-46, с обработкой результатов измерения на ЭВМ БЭСМ-6 по программе одного из авторов [8]. Эталонами для определения коэффициентов наложения линий Fe_{β} на Co_{α}, Ti_{β} на V_{α}, V_{β} на Cr_{α}, Cr_{β} на Mn_{α} служили чистые металлы этих элементов, для количественного анализа – минералы хромит, пикроильменит, оливин, нефелин и гидротермально синтезированные $MnCO_3$ и Fe_3O_4. В ильмените V (дополнительно) определялся по K_{β} линии.

Геологическое положение и возраст гранитоидов СССР, магнетиты которых приведены для сравнения с магнетитами Среднечешского плутона, охарактеризованы в ранних работах М.Г. Руб и В.А. Павлова [4].

Геолого-петрографическая характеристика пород Среднечешского плутона приведена выше в статье Г.Д. Афанасьева и др. Этот массив варис-

ского возраста представляет сложный в петрографическом отношении комплекс пород. Он расположен на границе слабо метаморфизованных верхнепротерозойских отложений с кристаллическим комплексом молданубикума. В пределах рассматриваемого плутона чешскими геологами выделяются ниже отмеченные главные типы пород (перечисление ведется от древних к более молодым): габбро → монцо-диориты → гранодиориты → тоналиты ("сазавские" и "блатенские") → трондьемиты ("пожарские") → биотитовые и лейкократовые граниты писецкого, ржичанского и других типов.

Вдоль контакта с кристаллическим комплексом молданубикума развиты своеобразные породы типа дурбахитов (существенно амфибол-биотитовые породы щелочной тенденции с большим количеством акцессорных минералов). Некоторые авторы считают их более древними, другие – наоборот более молодыми по сравнению с главным известково-щелочным рядом гранитоидов.

Генезис Среднечешского плутона раньше объясняли магматической дифференциацией. Ряд исследователей, много лет изучавших этот массив, высказывает предположение о том, что при его формировании большое значение имели процессы ассимиляции, гибридизма и перекристаллизации древних пород.

Магнетиты были выделены из четырех типов пород главной, гранодиорит-тоналитовой группы плутона: роговообманковых кварцевых габбро (проба П-118); биотит-роговообманковых тоналитов сазавского типа (проба П-60); биотитовых гранодиоритов (проба П-59), ассоциированных с тоналитами (мрачский тип) и пожарского трондьемита (проба П-111). Характеристика этих пород, а также результаты химических анализов приведены в этом сборнике в статье Афанасьева и др.

Особенности состава магнетитов некоторых типов пород Среднечешского плутона

Содержание акцессорного магнетита в охарактеризованных выше породах колеблется в широких пределах от единичных зерен до 700 г/т. Исключение составляют мелкозернистые биотитовые гранодиориты мрачского типа, в которых магнетит присутствует в незначительном количестве. В то же время в этих породах постоянно присутствует ильменит. По данным Кодымовой и Вейнара [9], среднее содержание магнетита в Среднечешском плутоне следующее: в основных породах 67 г/т; в тоналитах, трондьемитах, гранодиоритах и др. – 49 г/т; в аплитовидных гранитах и аплитах – 43 г/т.

В табл. 1 приведены результаты определения количественного содержания магнетита в изученных породах. Из таблицы хорошо видно, что содержание магнетита в рассматриваемых породах колеблется в широких пределах и не зависит от основности пород. Самые высокие содержания установлены в самой кислой породе – пожарском трондьемите, содержащем 71,14 – SiO_2, что хорошо согласуется с петрофизическими данными. Пожарский трондьемит, по данным Н. Штьовичкова, обладает самой высокой магнитностью по сравнению со всеми другими типами гранитоидов

Таблица 1

Содержание магнетита в некоторых типах пород Среднечешского массива, г/т

Порода	По данным авторов	По данным Кодымовой и Вайнера	Предел колебаний в данном типе пород*
Р-118, роговообманковое кварцевое габбро	30	70	0–1500
Р-60, тоналит	1090	1	0–3500
Р-59, биотитовый гранодиорит (мрачский)	1	1	–
Р-111, трондьемит (пожарский)	100	220	0–7000

Примечание. По данным М. Паливцовой, А. Кодымовой и З. Вайнера, содержания магнетита в различных обнажениях одного типа пород колеблются соответственно: роговообманковое кварцевое габбро – 0, 0, 0, 70, 200, 350, 1040, 1500; тоналитов – 0, 0, 0, 0, 1, 15, 30, 700, 950, 3000, 3500; трондьемитов пожарского типа – 0, 0, 60, 220, 1570, 1650, 4, 630, 7000.

Таблица 2

Химический состав и содержание элементов-примесей

Окисел	Из роговообманкового кварцевого габбро				
	Р-118*			Р-118**	
	1 (центр)	1 (край)	2 (край)	1	2
Fe_2O_4	Не опр.			99,05	99,27
TiO_2	0,12	0,07	0,18	0,17	Не опр.
Cr_2O_3	0,20	0,19	0,19	0,42	0,53
NiO	Не обн.		–	Не опр.	0,05
MgO	Не опр.			0,65	0,80
Al_2O_3	0,11	0,06	0,06	–	–
MnO	Не опр.	–	–	–	–
V_2O_5	1,45	1,46	1,54	Не опр.	3,00
CoO	0,06	0,06	0,05	–	–

Таблица 2

Окисел	Из тоналитов			
	Р-60*			Среднее содержание
	1	2	3	
Fe_3O_4		Не опр.		
TiO_2	0,40	0,25	0,13	0,26
Cr_2O_3		Не обн.	–	–
NiO		"	–	–
MgO	0,07	0,03	0,05	0,05
Al_2O_3		Не обн.	–	–
MnO		Не опр.	–	–
V_2O_5	1,04	0,80	0,73	0,86
CoO	Не обн.	0,06	Не обн.	0,06

Среднечешского плутона. Из приведенных данных хорошо видно, что колебания в содержаниях магнетита в пределах одного типа пород больше, чем между различными типами.

Акцессорный магнетит в рассматриваемых породах Среднечешского плутона имеет обычно форму октаэдров и зерен неправильной формы, размер которых колеблется от сотых долей мм до плутона. Из приведенных данных хорошо видно, что колебания в содержаниях магнетита в пределах одного типа пород больше, чем между различными типами.

Акцессорный магнетит в рассматриваемых породах Среднечешского массива имеет обычно форму октаэдров и зерен неправильной формы, размер которых колеблется от сотых до 0,2, редко 0,3–0,4 мм в поперечнике. Как правило, он ассоциирует с роговой обманкой, биотитом и другими акцессорными минералами – ильменитом, сфеном, апатитом и др. Особенно много ильменита в биотитовом гранодиорите мрачского типа (обр. 59-П). Ильменит образует как вростки в магнетите (структура распада твердого раствора), так и самостоятельные зерна (рис. 1,*а–2*).

в некоторых типах пород Среднечешского плутона (в %)

Из роговообманкового кварцевого габбро

Р-118**				Среднее содержание
3	4	5	6	
97,83	99,24	97,66	99,76	98,80
0,15	0,33	0,13	0,18	0,18
0,60	0,61	0,31	0,21	0,45
0,03	0,10	0,08	Не опр.	0,07
1,02	Не опр.	–	–	0,82
Не опр.	–	–	–	–
”	–	–	–	–
2,00	2,50	Не опр.		2,50
”		–	–	–

(продолжение)

Из тоналитов

Р-60**				Среднее содержание
4	5	6	7	
101,15	100,58	101,71	98,15	100,40
0,13	0,13	0,46	0,27	0,25
0,06	0,05	0,04	0,06	0,05
–	Не опр.	–	–	–
–	Не обн.	–	–	–
–	–	–	–	–
–	–	–	–	–
–	–	–	–	–
–	–	–	–	–

В роговообманковом кварцевом габбро (обр. П-118) ильменит заполняет в магнетите трещинки. Наличие структур распада твердого раствора магнетита и ильменита считается доказательством первично магматической природы изученных акцессорных магнетитов.

Результаты определения химического состава магнетитов некоторых типов пород Среднечешского плутона и элементов примесей в них приведены в табл. 2. Определения производились на электронно-зондовых микроанализаторах различных систем в Геологическом институте ЧС АН и в ИГЕМ АН СССР.

Из табл. 2 видно, что изученные магнетиты по содержанию хрома, никеля, ванадия и магния четко разбиваются на две группы. Магнетиты первой группы, к которым относятся магнетиты из тоналитов (обр. П-60),

Таблица 2

Окисел	Из биотитовых гранитоидов			
	Р-59**			Среднее содержание
	2	4	4	
Fe_2O_4		Не опр.		
TiO_2	0,27	0,50	0,13	0,30
Cr_2O_3	–	Не обн.	–	–
NiO	–	"	–	–
MgO	0,12	0,03	0,02	0,06
Al_2O_3	0,13	Не обн.	0,13	–
MnO	–	Не опр.	–	–
V_2O_5	0,66	0,77	0,79	0,74
CoO	Не обн.	0,06	0,06	–

Таблица 2

Окисел	Из трондьемитов					
	Р-111**					Среднее содержание
	1	2	3	4	5	
Fe_3O_4	99,78	99,88	99,12	100,22	100,99	100,00
TiO_2	0,44	0,19	0,15	0,19	0,29	0,25
Cr_2O_3	0,01	0,09	0,03	0,05	0,04	0,04
NiO	–			Меньше 0,01		
MgO	–	–		Не обн.		
Al_2O_3	–	–	–	–		
MnO	–	–	–	–		
V_2O_5	–	–	–	–		
CoO	–	–	–	–		

* Анализы выполнены в геологическом институте АН ЧССР Г. Сручковой и Ф. Пехар под руководством К. Юрка.

** Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР Н.В. Троневой.

Прочерк – "нет данных".

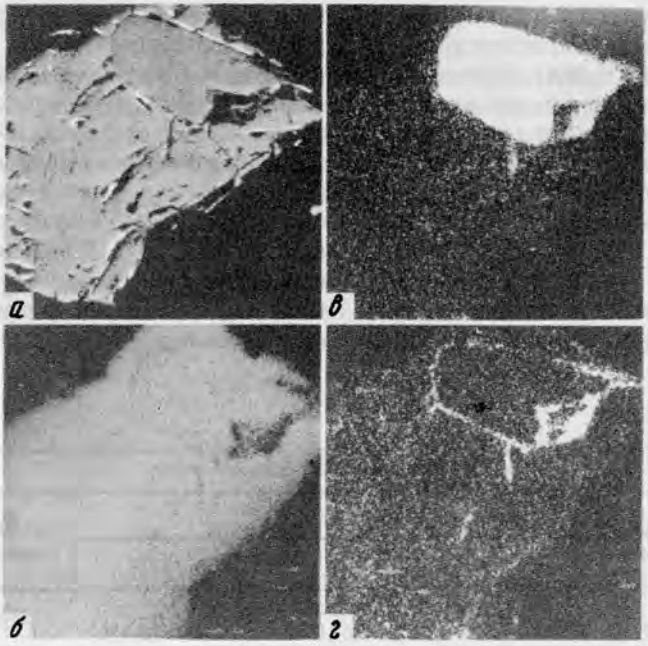
биотитовых гранодиоритов мрачского типа (обр. П-59) и трондьемитов (обр. П-111), характеризуются низкими содержаниями хрома (от 0 до 0,05, редко 0,09%), никеля (меньше 0,01%) и магния (от 0 до 0,12%). Ванадий в них присутствует также в относительно небольшом количестве, по сравнению с магнетитами второй группы – от 0,22 до 0,86, редко 1,04%. Магнетиты второй группы из роговообманковых кварцевых габбро характеризуются повышенными содержаниями отмеченных элементов. Содержание хрома в них колеблется в пределах от 0,19 до 0,61%; никеля до 0,13%, магния до 1,02%, а ванадия от 1,45 до 3,00%. Необходимо отметить, что такое высокое содержание ванадия не характерно даже для магнетитов более основных пород. Интересно, что анализы, произведенные в различных лабораториях, дают близкие результаты.

(продолжение)

Из биотитовых гранодиоритов				
Р-111*				Среднее содержание
1	3	4	5	
	Не опр.			
0,27	0,32	0,25	0,35	0,30
	Не обн.	–	–	–
	”	–	–	–
0,01	0,03	0,01	0,03	0,02
–	Не обн.	–	–	–
–	Не опр.	–	–	–
0,29	0,20	0,21	0,23	0,23
Не обн.		0,0	0,03	0,03

(окончание)

Из трондьемитов					
Р-111**					Среднее содержание
1	2	3	4	5	
98,24	98,42	Не опр.			98,33
0,43	0,22	0,15	0,29	0,29	0,28
0,01	0,07	0,01	0,04	0,03	0,03
		Не обн.			
Не обн.		0,03	Не. обн.	0,02	0,03
0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05
0,06	0,09	0,05	0,08	0,06	0,07
0,22	0,30	0,32	0,40	0,41	0,33
		Не обн.			



Р и с. 1. Распределение в кристалле магнетита (*а*) из роговообманковых кварцевых габбро (обр. Р-118), железа (*б*), титана (*в*) и кальция (*г*), полученное методом сканирования, светлые участки соответствуют максимальной концентрации элементов

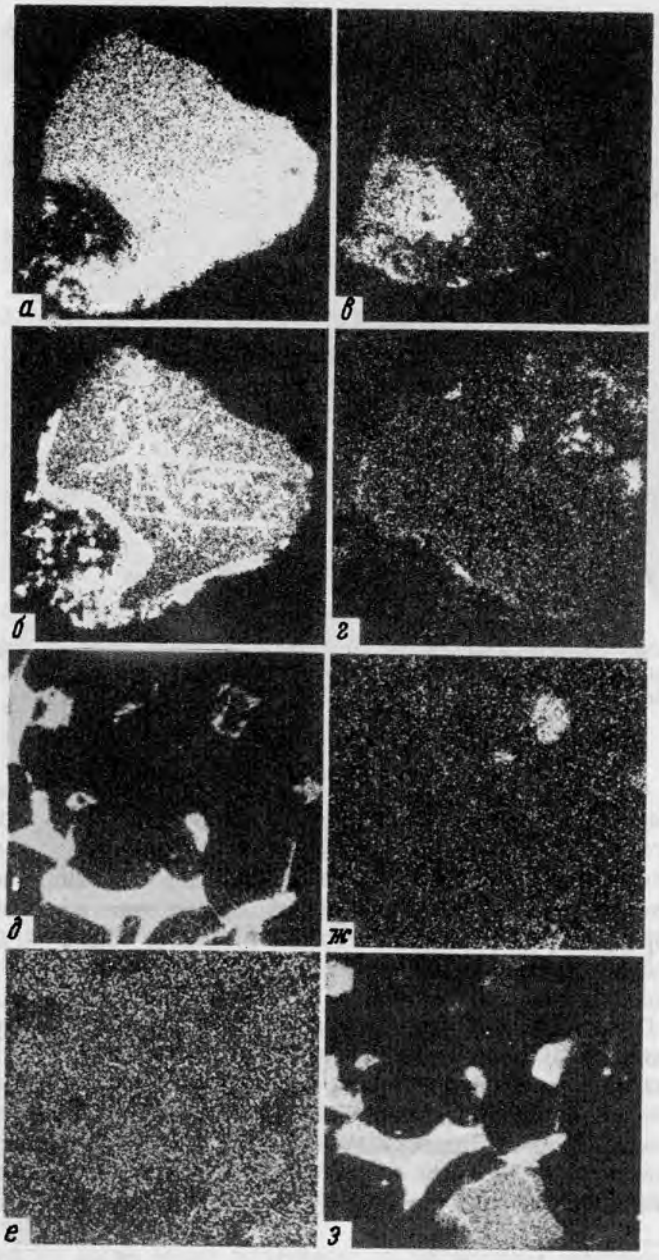
Изучение на электронно-зондовом микроанализаторе характера распределения в магнетитах таких элементов, как титан, кальций, фосфор, хром, показало, что титан частично входит в магнетит в виде изоморфной примеси, однако главным концентратором титана в магнетите являются присутствующие в нем микровключения титансодержащих минералов – ильменита (рис. 1, *а–г*) и сфена (рис. 2, *а, б–з*).

Иногда в магнетите наблюдаются мельчайшие прожилки титаномагнетита (рис. 3, *а–г*).

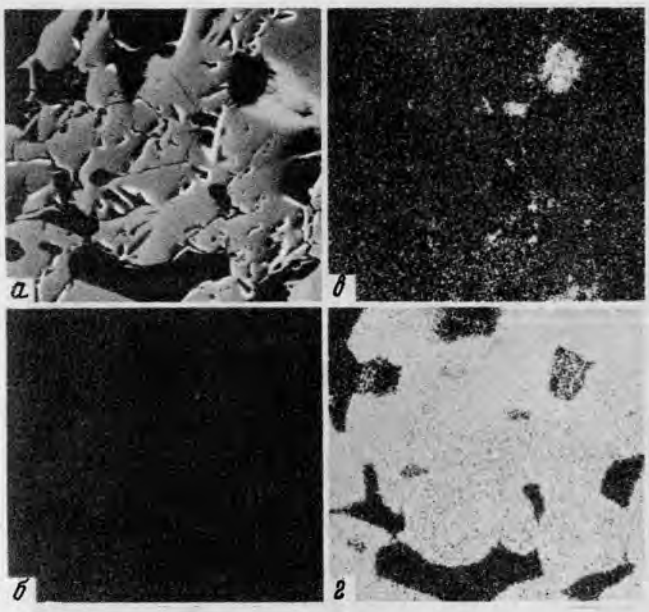
Главным концентратором фосфора являются присутствующие в магнетите микровключения апатита (рис. 4, *а–е*) и сфена (рис. 2).

В магнетите роговообманкового кварцевого габбро обр. П-118 обнаружены микровключения хромшпинелидов. Результаты определения неполного химического состава этих хромшпинелидов приведены в табл. 3.

Сравнение химического состава этих хромшпинелидов с хромшпинелидами гранитоидов дифференциатов трахиандезитовой или трехибазальтовой магмы [6] показывает, что они близки друг другу (табл. 3, рис. 5). Хромшпинелиды роговообманковых кварцевых габбро Среднечешского плутона отличаются меньшим количеством титиана, алюминия и магния.



Р и с. 2. Распределение в кристалле магнетита (*а*) из биотитового гранодиорита (обр. Р-59), кремния (*б*), алюминия (*в*), железа (*г*), титана (*д*), магния (*ж*), кальция (*з*), ванадия (*е*), полученное методом сканирования. Светлые участки соответствуют максимальной концентрации элементов

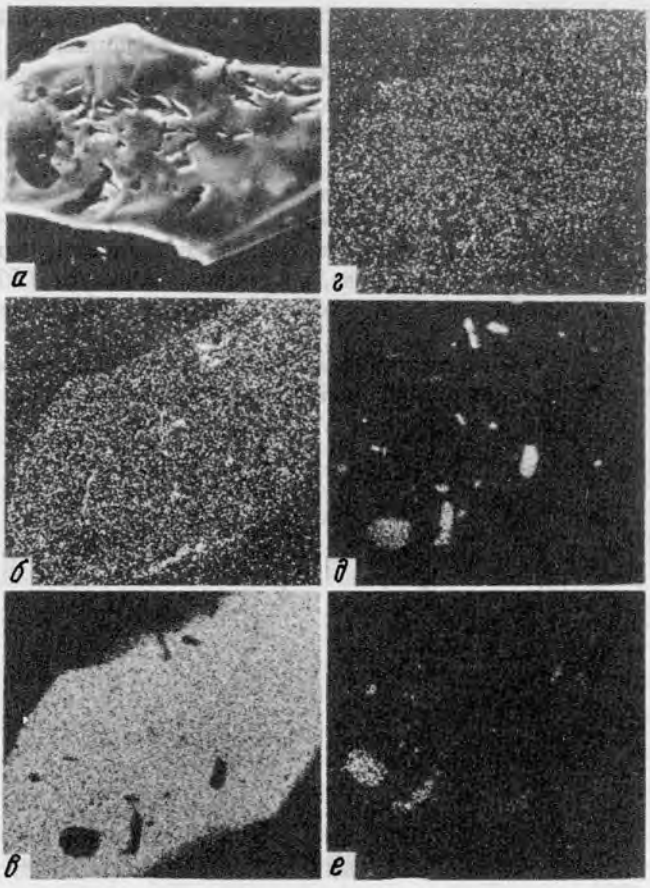


Р и с. 3. Распределение в кристалле магнетита из роговообманкового кварцевого габбро (обр. Р-118), железа (*а*), титана (*б*), магния (*в*) и кальция (*г*), полученное методом сканирования

Таким образом, полученные нами новые данные по составу и содержанию элементов-примесей в магнетитах различных типов пород Среднечешского плутона в совокупности с геолого-петрографическими материалами позволяют выделить в его пределах два генетических типа интрузивных пород, связанных с разноглубинными источниками[1]. Магматические породы первого типа, к которым относятся тоналиты, биотитовые гранодиориты мрачского типа и трондьемиты пожарского типа, являются палингенными и образовались за счет переплавления сиаля. Как отмечала Паливцова [10], при формировании этих пород большую роль играли процессы ассимиляции и гибридизма.

Породы второго типа, к которым относится роговообманковое кварцевое габбро, связаны, вероятно, с более глубинной андезитовой или базальтовой магмой. Подтверждением высказанного предположения служат впервые обнаруженные нами в этих породах хромшпинелиды, резко отличающиеся по составу от хромшпинелидов ультраосновных

[1] Форма кристаллов магнетита, ассоциация и взаимоотношение его с другими акцессорными минералами, а также с биотитом и роговой обманкой позволяют Руб и Павлову считать эти магнетиты первично магматическими. Однако Паливцова полагает, что вопрос о том, являются ли рассмотренные магнетиты магматическими или реликтовыми из более древних пород, требует дополнительных исследований.



Р и с. 4. Распределение в кристалле магнетита (а) из биотитового гранодиорита (обр. Р-59), алюминия (*б*), железа (*в*), титана (*г*), кальция (*д*) и фосфора (*е*), полученное методом сканирования

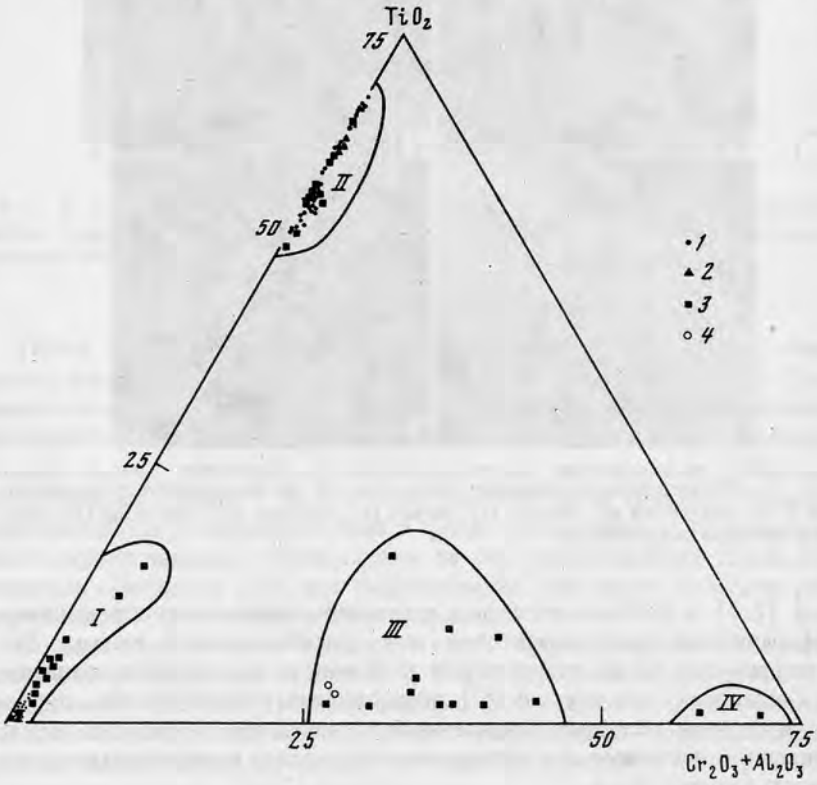
пород [2, 3] и приближающиеся к хромшпинелидам, присутствующим в дифференциатах трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы. Это подтверждается также результатами геохимического изучения гранитоидов Среднечешского плутона [7], показавшими, что габброиды, дурбахиты и сиениты обладают повышенным содержанием стронция и бария, характерных элементов для магматических пород – производных щелочно-базальтоидных магм.

Полученные нами новые материалы по магнетитам разновозрастных гранитоидов различных регионов СССР (табл. 4) показали, что по составу магнетитов и содержанию в них элементов-примесей, в совокупности с геолого-петрографическими и геохимическими данными, можно выделить два генетических типа гранитоидов.

Гранитоиды первого типа представляют собой интенсивно дифференцированные комплексы, первые фазы которых представлены гранодиоритами или биотитово-роговообманковыми гранитами, а наиболее поздние аляскитовыми или лейкократовыми гранитами. В ряде регионов СССР с ними связаны месторождения касситерит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой формаций.

В акцессорных магнетитах гранитов первого типа мало хрома (до 0,05%), титана (до 0,65, рис. 5), ванадия (до 0,26), магний и никель обычно не фиксируются. Исключение составляют магнетиты первой фазы гранитоидов Сарыджазского района, в которых отмечается 0,52% MgO, и магнетиты массива Гнилец (Словация), в которых содержание TiO_2 достигает 1,15%.

Ко второму типу относятся комплексы, формирование которых начинается с образования кварцевых габбро, кварцевых монцонитов или квар-



Р и с. 5. Диаграмма составов хромшпинелидов, магнетитов и ильменитов в гранитоидах различных генетических типов СССР и ЧССР

1 – минералы сиалических палингенных гранитоидов СССР; *2* – минералы сиалических палингенных гранитоидов ЧССР; *3* – минералы гранитоидов дифференциатов трахиандезитовой или базальтовой магм СССР; *4* – минералы гранитоидов дифференциатов трахиандезитовой или базальтовой магм ЧССР

Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов (вес. %)*

Окислы породы	Из роговообманкового кварцевого габбро		Из диорит-монцонитов	Из гранодиорит-порфиров и гранодиоритов
	зерно 3	зерно 3а		
Fe_3O_4	60,95	63,99	54,36 (3) 51,04–60,89	59,35 (7) 54,12–70,41
Cr_2O_3	19,91	22,41	28,55 (3) 24,01–33,87	26,29 (7) 18,88–33,20
TiO_2	3,50	3,07	4,42 (3) 2,19–8,25	5,05 (7) 1,61–15,7
MgO	1,26	Не обн.	4,35 (3) 3,89–4,87	4,04 (7) 2,11–6,25
Al_2O_3	2,42	1,49	7,32 (3) 6,54–7,82	3,55 (6) 0,61–4,90
V_2O_5	0,32	Не обн.	0,23 (3) 0,20–0,25	0,28 (7) 0,14–0,41
NiO	0,08	"	0,18 (3) 0,16–0,20	0,22 (7) 0,17–0,31
CoO	0,13	"	Не обн.	0,09 (7) 0,08–0,14

* В знаменателе – предел колебаний.

цевых сиенитов, а завершается граносиенитами или лейкократовыми гранитами.

В некоторых регионах СССР с магматическими комплексами второго типа парагенетически связаны оловорудные месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации и вольфрамовые месторождения скарновой и скарново-грейзеновой формаций.

Магнетиты этих пород содержат повышенное количество хрома (до 0,45%) и ванадия (до 1,71%). Обычно в них присутствует никель (до 0,07%), магний (до 1,83%) и алюминий (до 2,38%) (табл. 4). Магнетиты гранитоидов второго типа характеризуются также большим количеством титана (рис. 5). Среди акцессорных минералов рассматриваемых пород наряду с магнетитами присутствуют хромшпинелиды.

Биотиты рассматриваемых пород, в отличие от биотитов гранитоидов первого типа, характеризуются повышенным содержанием MgO, достигающим 15%.

Геологические материалы и особенности состава рассматриваемых пород позволяют предполагать связь выделенных нами двух генетических типов магматических комплексов с разноглубинными источниками. Гра-

Таблица 4

Средний состав магнетитов гранитоидов

Окислы	Сиалические палингенные гранитоиды			
	ЧССР			
	Среднечешский плутон			Массив Гнилец
	Тоналиты	Гранодиориты	Трондьемиты	Граниты
Fe_3O_4	100,40 (4)	98,59 (3)	100,00 (5)	94,30 (1)
TiO_2	0,25 (4)	0,26 (5)	0,25	1,15 (1)
V_2O_5	Не опр.	0,26 (2)	0,33 (2)	0,09 (1)
Cr_2O_3	0,05 (4)	0,04 (5)	0,04 (5)	0,62 (1)
MnO	Не опр.	0,08 (2)	0,07 (5)	Не обн.
NiO	”	Не обн.	Не опр.	”
CoO	”	”	”	”
Al_2O_3	”	0,06 (2)	0,05 (5)	1,20 (1)
MgO	”	Не обн.	0,03 (5)	Не опр.

Таблица 4

Окислы	Среднее содержание элементов группы железа в магматитах палингенных сиалических гранитоидов, по [1]	ЧССР	СССР	
		Среднечешский массив кварцев	Лермонтовское месторождение	Месторождение Восток-2
		Габбро	Граносиениты	Гранодиориты
Fe_3O_4	–	98,80 (6)	Не опр.	97,81 (1)
TiO_2	0,62	0,18 (6)	2,45 (1)	2,601 (1)
V_2O_5	0,13	2,5 (3)	1,35 (1)	1,30 (1)
Cr_2O_3	0,069	0,45 (6)	0,42 (1)	0,35 (1)
MnO		Не опр.	Не опр.	Не опр.
NiO	0,003	0,07 (4)	0,04 (1)	0,04 (1)
CoO	0,001	Не опр.	0,04 (1)	0,04 (1)
Al_2O_3	–	”	1,20 (1)	0,95 (1)
MgO	–	0,82 (3)	1,83 (1)	1,55 (1)

нитоиды первого типа являются палингенными и образовались за счет переплавления сиала, а гранитоиды второго типа являются, вероятно, дифференциатами более глубинной трахибазальтовой или трахиандезитовой магмы.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что акцессорные магнетиты отмеченных гранитоидов – индикаторы их генезиса. На примере Южного Тянь-Шаня и Приморья хорошо видно, что магнетиты являются также индикаторами рудоносности гранитоидов. Так, в акцессорных маг-

различных генетических типов, %

Сиалические палингенные гранитоиды					
СССР					
Южный Тянь-Шань, Сарыджазский район		Чихезский массив, Приморье	Усть-Колумбинский массив, Приморье	Южная часть Западного Забайкалья, Гуджирский комплекс	
Граниты I фазы	Граниты II фазы	Граниты			
98,5 (3)	Не опр.	97,80 (3)	98,2 (2)	93,86	96,37
0,13 (3)	0,12 (2)	0,60 (3)	0,65 (2)	0,46	0,47
Не обн.	Не обн.	0,05 (3)	0,06 (2)	0,01	0,24
0,02 (3)	0,01 (2)	0,02 (3)	0,03 (2)	0,03	0,03
0,55 (3)	0,20 (2)	0,40 (3)	0,38 (2)	0,49	0,23
Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.
Не обн.	"	0,001 (3)	"	"	"
"	"	0,35 (3)	Не опр.	"	0,72
0,52 (3)	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.

(окончание)

Гранитоиды дифференциации трахиандезитовой или базальтовой магмы, западная часть Кавалеровского района					Среднее содержание элементов группы железа в магнетитах гранитоидов дифференциатов основной магмы [1]
Трахиты	Габбро-монцониты	Монцониты	Граносиениты	Липариты	
93,81 (3)	73,46 (3)	95,72 (3)	93,50 (5)	92,23 (1)	–
3,68 (3)	10,91 (3)	1,48 (3)	4,99 (5)	5,34 (1)	2,36
1,65 (3)	1,69 (3)	1,71 (3)	1,11 (5)	0,19 (1)	0,30
0,09 (3)	0,16 (3)	0,28 (3)	0,25 (5)	0,04 (1)	0,097
0,40 (3)	0,95 (3)	0,20 (3)	0,53 (5)	0,73 (1)	–
0,01 (2)	0,02 (3)	0,03 (2)	0,01 (4)	0,07 (1)	0,02
Не обн.	0,02 (1)	Не обн.	0,04 (3)	Не обн.	0,004
0,71 (3)	2,38 (3)	0,79 (3)	0,50 (5)	0,98 (1)	–
Не опр.	0,65 (2)	Не обн.	Не обн.	1,02 (1)	–

нетитах верхнепалеозойских оловоносных гранитов Южного Тянь-Шаня отмечается повышенное количество олова. Исследования этих магнетитов на электронно-зондовом микроанализаторе показали, что в них присутствуют микровключения оловосодержащих минералов.

Сравнение акцессорных магнетитов гранитоидов различных регионов СССР с магнетитами некоторых типов пород Среднечешского плутона показало, что они близки друг другу. Как в породах гранитоидных комплексов СССР, так и в породах Среднечешского плутона выделяются две раз-

новидности магнетита, отличающиеся составом элементов-примесей (Cr, V, Ni, Ti, Mg). Магнетиты с повышенным содержанием хрома, ванадия, титана, никеля и магния характерны для пород дифференциатов трахиандезитовой или базальтовой магмы. В этих же породах встречаются хромшпинелиды, отличающиеся от хромшпинелидов ультраосновных пород бóльшим количеством железа и соответственно меньшим количеством хрома и магния. В то же время сравнение магнетитов отмеченных гранитоидов показало, что магнетиты всех рассмотренных типов пород Среднечешского плутона отличаются более высоким содержанием ванадия. Даже в магнетитах тронджемитов содержание ванадия достигает 0,33%, в то время как в сиалических палингенных гранитоидах СССР оно не превышает 0,06% (табл. 4). Таким образом, наряду с общими чертами магнетиты магматических пород Среднечешского плутона характеризуются некоторыми отличительными особенностями, обусловленными, вероятно составом субстрата, в котором происходило формирование первичных магматических пород.

Заключение

1. Изучение акцессорных магнетитов различных типов пород Среднечешского плутона показало, что по содержанию хрома, ванадия, никеля и магния они четко разделяются на две группы. Магнетиты первой группы (габброидов) характеризуются высокими содержаниями хрома (0,45%), никеля (0,04%), ванадия (2,5) и магния (до 1%), в то время как для магнетитов второй группы (тоналиты, гранодиориты) характерно незначительное количество хрома (до 0,05%) и ванадия (до 0,33%). Никель в них не установлен, а количество магния не превышает 0,03%.

2. Сравнительное изучение акцессорных магнетитов магматических пород Среднечешского плутона с магнетитами разновозрастных гранитоидов ряда регионов СССР показало, что как в гранитоидах СССР, так и в магматических породах Среднечешского плутона выделяются два типа магнетитов, отличающиеся содержанием Cr, Ni, V и Mg. Магнетиты первого типа характеризуются повышенным количеством Cr, Ni, V и Mg, а второго – незначительным количеством указанных элементов (табл. 4). Магнетиты первого типа обычно присутствуют в породах, которые по ряду признаков можно рассматривать как дифференциаты трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы, генерация которых происходит в глубоких горизонтах земли. Магнетиты второго типа обычно встречаются в породах – производных палингенных сиалических магм, формирование которых происходило в более высоких горизонтах земной коры. Таким образом, акцессорные магнетиты кристаллических пород наряду с другими факторами могут быть использованы для выяснения их генезиса.

3. Впервые в акцессорных магнетитах роговообманковых кварцевых габбро Среднечешского массива обнаружены хромшпинелиды, характерные, как известно, для магматических пород, связанных с глубинными расплавами.

4. Сравнение химического состава хромшпинелидов, присутствующих в роговообманковых кварцевых габбро Среднечешского плутона, с хром-

шпинелидами, обнаруженными нами ранее в гранитоидах западной части Кавалеровского района [6], показало, что они близки друг другу. Для хромшпинелидов первого и второго районов в отличие от хромшпинелидов ультраосновных пород характерно повышенное количество железа и соответственно пониженное хрома, магния и алюминия. Особенность состава исследованных хромшпинелидов подтверждает связь содержащих их магматических пород с трахиандезитовой или базальтовой магмой, формирование которой происходило в глубоких горизонтах земли.

5. На примере ряда регионов СССР хорошо видно, что магнетиты являются не только индикаторами генезиса гранитоидов, но и индикаторами их рудоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вахрушев В.А.* Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерии для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. – Докл. АН СССР, 147, № 3, 1962.
2. *Гоньшакова В.И., Тронева Н.В., Дмитриева М.П.* О редком хромшпинелиде в кимберлитовых породах Восточного Приазовья. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1974.
3. *Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М., 1968.
4. *Павлов В.А., Руб М.Г.* Закономерности размещения оловоносных и вольфрамоносных магматических помплексов. – В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей. М., 1977.
5. *Руб М.Г.* Проблема рудноснности гранитоидов. – В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974.
6. *Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Тронева Н.В.* Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1975.
7. *Таусон Л.В., Паливцова М., Козлов В.Д., Цымбальникова А.* Первые результаты геохимического изучения гранитоидов Среднечешского плутона. – Ежегодник Ин-та геохимии Сиб. отд. АН СССР, 1973. Новосибирск, 1974.
8. *Тронева Н.В., Игамбердиев Ш.Х., Цепин А.И., Орлова Е.Г.* Дисперсионный анализ результатов массовых определений состава некоторых рудных минералов электрозондовым методом. – В кн.: Аппаратура и методы рентгеновского анализа, вып. XI, Л., 1973.
9. *Kodymova A., Vejnar Z.* Akcesoricke tezke mineraly v hlybinnych horninach Stredoceskeho plutonu. – Sbornik geol. ved, loziskova geologie, mineralogie, sv. 16, 1974.
10. *Palivcova M.* The Central Bohemian Pluton – a petrographic rewiew and an attempt at a new genetic interpretation. Prague, 1965.
11. *Rub M.G., Pavlov V.A.* Geochemical and petrographical features of granitoids accompanied by stanniferous, rare-earth and tungsten mineralization. In "Metallization associated with acid magmatism". V. 1, Praha, 1974.

А. ЦИМБАЛЬНИКОВА, М. ПАЛИВЦОВА, В. ГЕЙЛ,
А. МАШТАЛКА, М.М. АРАКЕЛЯНЦ

БИОТИТ ИЗ РЖИЧАНСКОГО ГРАНИТА И ЕГО БОГАТЫХ БИОТИТОМ КСЕНОЛИТОВ (ЧССР, СРЕДНЕЧЕШСКИЙ ПЛУТОН)

Значение исследования ксенолитов для интерпретации происхождения гранодиоритов отмечалось многими авторами ([6, 2] 1937 г.). Изучение состава ксенолитов и сравнение его с составом гранитоидов, в которых содержатся эти ксенолиты, могут внести существенный вклад в познание происхождения и развития гранитного тела.

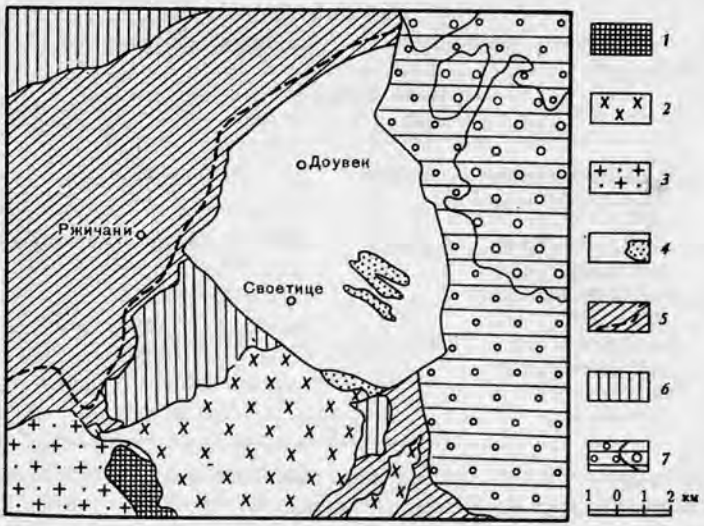
Гранитоиды Среднечешского плутона чрезвычайно удобны для изучения ксенолитов. Основная масса гранитоидов Среднечешского плутона образовалась в варисское время и, по мнению многих геологов, представляет собой последовательные интрузивные фазы в рамках одного интрузивного цикла. В Среднечешском плутоне различают, по М. Паливцовой [11], три основных типа гранитоидных пород: габбро-тоналит-гранодиоритовый, монцонит-сиенитовый и гранодиорит-гранитный. Ржичанский гранит типичен для гранодиорит-гранитного типа.

Представляет он порфировидный биотитовый гранит [8], колеблющийся по составу от гранодиорита до адамеллита. Ржичанским гранитом сложен массив площадью около 70 км^2, расположенный в северо-восточной части Среднечешского плутона. Считается, что ржичанский гранит представляет самую молодую интрузивную фазу плутона [10]. Геологическую позицию ржичанского гранита иллюстрирует рис. 1.

Состоит ржичанский гранит из биотита, калишпата (ортоклаза, реже микроклина), плагиоклаза (An_{12-17}) и кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и ильменитом.

Богатые биотитом ксенолиты типичны для ржичанского гранита. Распространены они в массиве неравномерно. Обнажения в карьерах (Жерновка, Доубек) показывают, что ксенолиты сконцентрированы иногда в вертикальные полосы, мощностью до 5 м. Размер ксенолитов достигает в поперечнике нескольких дециметров, форма их либо округлая до шаровидной, либо остроугольная, контуры резко ограничены.

Минеральный состав ксенолитов постоянен: биотит, плагиоклаз (олигоклаз), калишпат (ортоклаз, реже микроклин), кварц; из акцессорных минералов преимущественно развиты апатит, циркон, сфен и рудный минерал (ильменит), в отдельных случаях ортит. Апатит присутствует во всех ксенолитах в заметных количествах. Соотношения между салическими и мафическими минералами в отдельных ксенолитах варьируют. Для ксенолитов, обогащенных цветными минералами, типичен оцелярный кварц (округлые кварцевые зерна сравнительно большого размера, с резкой каемкой из биотита). В ксенолитах с повышенным содержанием салических минералов характерны порфировидные выделения полевых шпатов (реже кварца). Биотит является единственным магнезиально-железистым минералом, присутствующим в большом количестве. Состав ксенолитов колеблется от меланократовых кварцевых микродиоритов и микрогранодиоритов до микрогранитов и кварцевых сиенитов.



Р и с. 1. Геологическая обстановка массива ржичанского гранита в среднечешском плутоне

1 – основные породы; *2* – биотит-амфиболовый тоналит (сазавский тип); *3* – биотитовый гранодиорит-тронд̀емит (пожарский тип); *4* – ржичанский биотитовый гранит (пунктир – аплитовые лейкограниты); *5* – верхнепротерозойские осадочные породы (глинистые сланцы, граувакки) (пунктиром показана граница контактного ореола плутона); *6* – нижнепалеозойские осадочные породы; *7* – пермские и меловые платформенные осадочные породы с гальками ржичанского гранита в перми)

Высокое содержание биотита и апатита в ксенолитах сближает эти породы с лампрофирами.

Отличительной особенностью ксенолитов является вариация их структур при постоянстве минерального состава. В ряде случаев структуры ксенолитов можно считать типично магматическими (например, микрогранитовая, псевдоофитовая, порфировидная и др.), в других случаях – метаморфическими (параллельная, гелицитовая, порфиробластическая, реликтовая и др.). Биотит образует гелицитовые структуры и агрегатные скопления, напоминающие псевдоморфозы. Параллельная ориентировка биотита в некоторых случаях резко выражена и независима от распределения светлых минералов.

В ржичанском граните биотит присутствует в виде мелких аллотриоморфных чешуек; содержание его колеблется от 5 до 7%.

В ксенолитах биотит образует в большинстве случаев тонкие, идиоморфные недеформированные чешуйки. Нередко биотит в виде включений присутствует в салических минералах. Часто он образует неправильные скопления, состоящие из мелких чешуек. Подобные скопления биотита считаются иногда проявлениями вторичной биотитизации. "Лейсты" биотита имеют часто зубчатую форму. Содержание биотита в ксенолитах колеблется от 20% в более кислых до 50% в наиболее основных разновидностях. Цвет биотита красновато-бурый. Во всех типах изучае-

Таблица 1

Результаты геохронологического датирования биотитов

Образец	Порода	Место отбора проб	Возраст, млн. лет	$Fe_t(Fe_t + Mg)$
24	Ржичанский гранит (вмещающая порода)	Доубек	340 ± 11	0,69
22	Биотитовый меланократовый кварцевый гранодиорит (ксенолит)	Доубек	346 ± 10	0,67
28	Биотитовый меланократовый кварцевый диорит (ксенолит)	Своетице	348 ± 10	0,64

мых пород биотит богат плеохроическими ореолами около включений субмикроскопических акцессорных минералов.

В табл. 1 приведены результаты определения абсолютного возраста изучавшихся биотитов K-Ar методом. Полученные радиологические даты близки между собой. Определялось содержание макроэлементов из ржичанского гранита (обр. 24) и двух ксенолитов (обр. 22, 28) (табл. 2). Отличия в количестве макроэлементов отражены в табл. 1 и на вариационных диаграммах (рис. 2), в которых по абсциссе отложен порядок увеличения коэффициента железистости $Fe_t(Fe_t + Mg)$. Из графика видно,

Таблица 2

Химический состав пород

Вес. %	Обр. 24*	Обр. 22	Обр. 28	$n \cdot 10^{-4}$ %	Обр. 28	$n \cdot 10^{-4}$, %	Обр. 28
SiO_2	71,63	68,75	62,75	Sc	18	Eu	1,5
Al_2O_3	14,43	12,97	13,00	V	120	Tb	1,5
TiO_2	0,23	0,60	0,87	Cr	160	Dy	4,4
Fe_2O_3	0,52	1,10	1,17	Co	32	Tm	1,7
FeO	0,78	2,17	4,14	As	20	Yb	1,7
MnO	0,03	0,06	0,08	Rb	430	Lu	0,3
MgO	0,46	3,17	5,73	Sr	550	Hf	9
CaO	1,61	1,42	2,91	Zr	395	Ta	2
Na_2O	3,71	2,75	3,14	In	0,07	Hg	14
K_2O	5,45	5,55	3,60	Sb	2	Th	24
H_2O^+	0,32	0,43	0,78	Te	42	V	13
H_2O^-	0,37	0,19	0,30	Cs	65		
P_2O_5	0,19	0,36	0,85	La	60		
BaO	–	0,10	0,07	Ce	90		
F_2	–	0,45	0,82	Nd	68		
	99,73	100,07	100,21	Sm	7		
O-2F		–0,18	–0,34				
		99,89	99,87				

* Номера образцов соответствуют номерам в табл. 1.

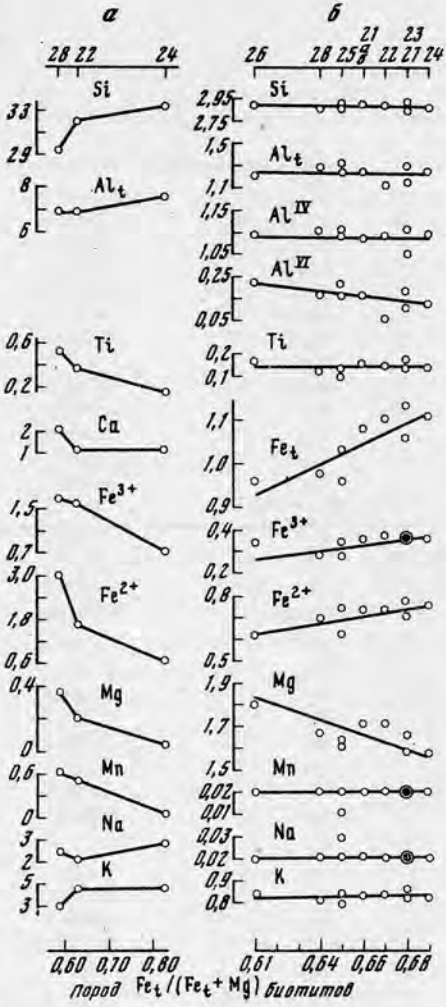


Рис. 2. Вариационные диаграммы макроэлементов в породах (*а*) и биотитах (*б*)

что ржичанский гранит обладает, в отличие от содержащихся в нем ксенолитов, более высокими содержаниями Si, Al и Na и относительно низкими Ti, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Mg и Mn. Содержания K и Ca противоположны. Примечательно, что количество обоих элементов в ржичанском граните и более кислом ксенолите (22) почти одно и то же, а в более основном ксенолите (28) количество калия значительно ниже, а кальция выше. Это обусловлено наличием калишпата в ксенолите (проба 22).

Содержания макро- и микроэлементов в биотитах из ржичанского гранита и содержащихся в нем ксенолитов приведены вместе со структурными формулами биотитов в табл. 3.

Как следует из табл. 3, отдельные биотиты не отличаются заметными различиями в количестве главных элементов. По сравнению с биотитами аналогичных пород они отличаются сравнительно высокими содержаниями SiO_2 (38,01–38,83), пониженными содержаниями Al_2O_3 (12,85–14,94), высоким количеством MgO (13,51–16,19), более низким FeO (9,26–11,97) и в связи с этим повышенным количеством Fe_2O_3 (5,06–6,46). Количества других элементов находятся в пределах данных, приводимых для биотитов "средних" или кислых пород известково-щелочного ряда: TiO_2 (2,10–2,92), MnO (0,25–0,29), Na_2O (0,14–0,26), K_2O (8,29–8,89). Для биотитов в целом характерна повышенная степень окисленности железа (Fe_2O_3/FeO = 0,43–0,63), на основании чего можно было бы говорить о небольшой глубине их формирования.

Структурные формулы биотитов рассчитывались на основе 24 анионов (O, OH, F) – после вычитания апатита, они приведены в табл. 3.

Число катионов между слоями (K, Na или Ca) всегда ниже чем 1,00. Сумма октаэдрических катионов у трех биотитов (обр. 21, 23, 26)

Таблица 3

Содержание макро- и микроэлементов и

Элементы		24	23	27	22
1		2	3	4	5
	SiO_2	38,34	38,37	38,01	38,17
	Al_2O_3	13,89	13,05	14,72	12,85
	TiO_2	2,50	2,92	2,50	2,73
	Fe_2O_3	6,32	6,30	6,30	6,46
	FeO	11,94	11,97	11,07	11,57
	MnO	0,28	0,29	0,27	0,27
	MgO	13,55	14,12	13,51	14,61
	CaO	–	–	0,10	–
	Na_2O	0,16	0,14	0,14	0,14
	K_2O	8,53	8,68	8,54	8,54
	Fe	1,27	1,35	2,06	1,17
	H_2O^+	2,65	1,83	2,06	2,43
	H_2O^-	0,44	0,31	0,38	0,37
	$Fe_t/(Fe_t + Mg)$	0,69	0,68	0,68	0,67
Число ионов Z	Si	2,90	2,94	2,88	2,91
	Al^{IV}	1,10	1,06	1,12	1,09
	Σ	4,00	4,00	4,00	4,00
	Заряд	(–1,10)	(–1,05)	(–1,12)	(–1,09)
Y	Al^{VI}	0,13	0,12	0,19	0,06
	Ti	0,14	0,17	0,14	0,15
	Fe^{3+}	0,36	0,36	0,36	0,37
	Fe^{2+}	0,75	0,77	0,70	0,73
	Mn	0,02	0,02	0,02	0,02
	Mg	1,52	1,61	1,53	1,66
	Σ	2,92	3,05	2,94	2,99
	Заряд	(+0,62)	(+0,92)	(+0,72)	(+0,73)
X	Ca	–	–	0,02	–
	Na	0,02	0,02	0,02	0,02
	K	0,82	0,85	0,82	0,83
	Σ	0,84	0,87	0,86	0,85
	Заряд	(+0,84)	(+0,87)	(+0,86)	(+0,85)
	OH	1,33	0,93	1,04	1,23
	Fe	0,30	0,33	0,49	0,28
	(OH + Fe)	1,63	1,46	1,53	1,51
	O	10,37	10,74	10,47	10,49
	Σ	12,00	12,00	12,00	12,00
	Заряд	(–0,36)	(–0,74)	(–0,46)	(–0,48)
$n \cdot 10^{-4}$, %	Cl	200		180	
	V	230	200		200
	Cr				
	Br	50		100	
	Rb	0,10%	0,17%	0,20%	0,15%
	In	0,4	0,3	0,3	0,3
	Cs	260	180	350	230
	La	300			
	Sm	13		8,7	
	Dy	5,3	2,4	3,9	2,4
	V	22	23	13	23

структурные формулы биотитов

21	25а	25	28	26
6	7	8	9	10
38,27	38,45	38,44	38,52	38,83
13,90	14,94	14,46	14,49	13,88
2,70	2,30	2,20	2,10	2,90
6,10	6,00	5,06	5,11	5,82
11,54	9,80	11,84	11,09	9,26
0,28	0,27	0,25	0,27	0,27
14,58	14,46	14,52	14,92	16,19
–	–	–	–	–
0,16	0,14	0,26	0,20	0,16
8,56	8,82	8,29	8,47	8,50
1,25	2,06	1,65	2,57	1,67
1,83	2,08	2,50	2,11	2,05
0,38	0,82	0,46	–	–
0,66	0,65	0,65	0,64	0,61
2,92	2,90	2,89	2,89	2,91
1,08	1,10	1,11	1,11	1,09
4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
(–1,08)	(–1,10)	(–1,11)	(–1,11)	(–1,09)
0,17	0,22	0,17	0,17	0,13
0,15	0,13	0,12	0,12	0,16
0,35	0,34	0,29	0,29	0,33
0,73	0,62	0,74	0,69	0,58
0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
1,66	1,62	1,63	1,67	1,81
3,08	2,95	2,96	2,96	3,03
(+0,99)	(+0,70)	(+0,64)	(+0,61)	(+0,84)
–	–	–	–	–
0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
0,83	0,84	0,80	0,81	0,81
0,85	0,86	0,83	0,83	0,83
(+0,85)	(+0,86)	(+0,83)	(+0,83)	(+0,83)
0,93	1,04	1,25	1,05	1,02
0,30	0,49	0,39	0,61	0,40
1,23	1,53	1,64	1,66	1,42
10,77	10,47	10,36	10,34	10,58
12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
(–0,77)	(–0,46)	(–0,35)	(–0,34)	(–0,58)
180		290		160
260		170	300	
			500	
		58	20	55
		0,20%		0,20%
		0,3		0,3
0,3		280	250	150
150		190	12	
		21	2	4,7
		3	2	1,8
1,8		14	9,5	13
13				

незначительно превышает 3,00. "Избыток" может быть обусловлен тем, что часть Mg находится в позиции X (ср. Фостер, 1960); однако не исключена и аналитическая ошибка в определении H_2O^+. Количество H_2O^+ у биотитов 21, 23, 26 – по сравнению с остальными образцами – более низкое. Доминантным октаэдрическим катионом биотитов является Mg; количество атомов магния колеблется в пределах 1,52–1,81. Тетраэдрические катионы представлены кремнием и алюминием. Число атомов Al, необходимых для заполнения тетраэдрических позиций, низкое, всего лишь 1,06–1,12.

Число одновалентных анионов (OH, F) всегда ниже, чем теоретически предполагаемая сумма 2,00; оно варьирует в пределах 1,23–1,66. В соответствии с этим число ионов окислов всегда выше, чем 10,00 (10,36–10,77).

Изученные биотиты отличаются очень близким (практически идентичным) отрицательным тетраэдрическим зарядом; но зато положительный октаэдрический заряд колеблется в пределах 0,62–0,99. Вариации октаэдрического заряда обусловлены вариациями в замещении ионов R^{3+} на ионы R^{2+}. У биотита ржичанского гранита, по сравнению с биотитом ксенолитов, наиболее низкое содержание ионов R^{3+} в октаэдрических позициях и в согласии с этим наиболее низкий октаэдрический заряд. Сравнительно высокое заполнение октаэдрических позиций у биотитов (см. выше) показывает, что нейтрализация положительного заряда происходит не за счет незаполненных тетраэдрических позиций, а за счет заряда анионовой группы, который также подвержен вариациям (0,34–0,77).

Соотношения между элементами октаэдрической группы для изученных биотитов показаны на треугольной диаграмме Mg – (Al, Fe^{3+},Ti) – (Fe^{2+}, Mn^{2+}), построенной по Фостеру (рис. 4.) Все изученные биотиты занимают на этом графике необыкновенную позицию: они сконцентрированы в группу, тесно примыкающую к области, которую Фостер (1960) ограничила для биотитов из гранитов, но вне ее пределов. Сдвиг области, занимаемой изученными биотитами, вызван сравнительно высокими содержаниями Mg (особенно у биотитов из ксенолитов) и повышенной долей R^{3+} ионов (особенно Fe^{3+}).

Для того чтобы исследовать колебания в содержаниях отдельных элементов у биотитов и установить их вариационные тренды, были построены вариационные диаграммы (рис. 2 для макроэлементов и рис. 3 для микроэлементов). На обоих графиках на ординате нанесены содержания элементов, а на абсциссе – коэффициент $Fe_t/(Fe_t + Mg)$. Расположение биотитов по возрастанию коэффициента $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ позволяет одновременно сравнивать вариационные тренды отдельных элементов биотитов и пород в зависимости от их железистости.

Из графиков рис. 2 следует, что содержания элементов Si, Ti, Mn, Na и K в биотитах практически постоянны и независимы от коэффициента $Fe_t/(Fe_t + Mg)$. Содержания остальных микроэлементов (Al, Fe и Mg) у биотитов более вариабельны, но при этом они указывают на определенные вариационные тренды, зависящие от магнезиальности биотитов. Содержания Fe^{3+} и особенно Fe^{2+} в направлении к менее магнезиальному

концу графика увеличиваются, между тем как содержания Al^{VI} и особенно Mg в этом направлении понижаются. Однако это уменьшение касается только Al^{VI}, между тем как количество Al^{IV} остается практически постоянным, что обусловлено относительно постоянным содержанием кремния в биотитах.

Вариационные тренды между $Fe^{2+}-Mg$ и между $Fe^{3+}-Al^{VI}$ на рис. 2 отражают взаимное изоморфное замещение этих элементов в октаэдрических позициях биотитов. Вариационные тренды для макроэлементов (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al^{VI} и Mg) имеют плавный наклон и отражают степень магнезиальности биотитов. Однако различия между составом биотита из ржичанского гранита и составом биотитов из ксенолитов они не отражают.

Причина установленных вариационных трендов для макроэлементов не может быть связана с парагенезисом биотитов, так как парагенезис исследованных биотитов одинаков. Биотит является единственным мафическим минералом, он находится в ассоциации с кварцем, калиевым шпатом и плагиоклазом. Определенные зависимости в содержании элементов могут быть связаны с химическими факторами магмы и ее термодинамическими условиями. Поскольку химический состав пород будет отражать эти факторы, вариационные зависимости, определенные для отдельных элементов в биотитах, отражают вариационные зависимости этих элементов в породах (рис. 2).

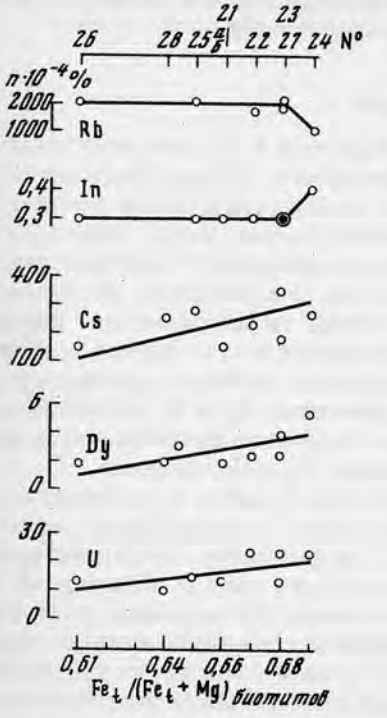


Рис. 3. Вариационная диаграмма микроэлементов в биотитах

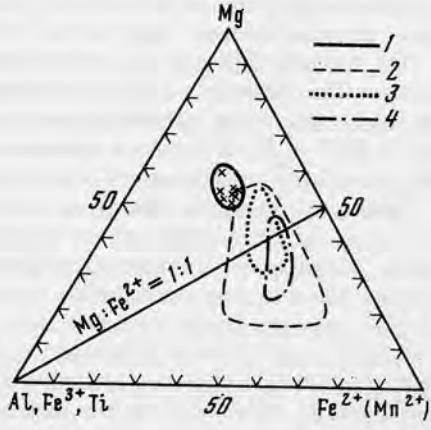


Рис. 4. Диаграмма Mg – (Fe^{3+}, Al, Ti) – (Fe^{2+}, Mn^{2+}) для биотитов из гранитов (*2*), гранодиоритов (*3*) и кварцевых диоритов (*4*) – по Фостеру [1960], и изучаемых биотитов (*1*)

Количество магния убывает одновременно в биотитах и в породах в направлении увеличения коэффициента железистости $Fe_t(Fe_t + Mg)$.

Для железа отмечается обратная зависимость. Количества обоих ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} увеличиваются в указанном направлении у биотитов и уменьшаются в породах.

Указанные зависимости между Mg и Fe обычны и обусловлены содержанием Si в материнских породах. С увеличением содержания Si в породе концентрация Mg в биотитах понижается, а концентрация Fe увеличивается. Идентичные данные приводят [7, 4, 5, 1].

Содержание алюминия в целом (Al_t) в породах увеличивается в направлении к более железистому концу графика, отражающему состав ржичанского гранита. В биотитах содержание Al^{VI} в указанном направлении понижается.

Si, Ti, Mn, Na и K – между содержаниями этих элементов в биотитах и в породах нельзя установить никаких связей.

Содержания микроэлементов в биотитах приведены в табл. 3. Вариационные диаграммы на рис. 3 отражают вариации содержания некоторых микроэлементов (Rb, Zn Cs, Dy и U) в зависимости от увеличения коэффициента железистости $Fe_t(Fe_t + Mg)$ биотитов. Из диаграммы ясно, что содержания Cs, Dy и V заметно колеблются, но в целом они увеличиваются в направлении от биотитов более магнезиальных к биотитам более железистым. Содержания Zn и Rb у всех биотитов постоянные; количество Zn у биотитов из ксенолитов выше, а количество Rb, наоборот, ниже, чем у биотита из ржичанского гранита.

Заключение

Богатые биотитом ксенолиты, встречающиеся в массиве ржичанского гранита, отличаются постоянством минерального состава. Заметные вариации обнаруживаются в коэффициенте железистости и очень значительны в структурах. Генетические взаимоотношения между ржичанским гранитом и ксенолитами составляют предмет дискуссии. Ксенолиты несут признаки первично-магматических пород типа лампрофиров, а для некоторых разновидностей характерны структуры метаморфических пород.

По составу биотиты из ржичанского гранита и его ксенолитов очень близки. По сравнению с биотитами аналогичных кислых и средних пород он характеризуется повышенными содержаниями Mg и Si и пониженными – Fe^{2+} и Al. Небольшие различия в содержании макроэлементов обнаруживаются в зависимости от соотношения Fe_t и Mg в породах.

Близость составов биотитов ржичанского гранита и содержащихся в нем ксенолитов лампрофироподобных пород, а также близкие результаты, полученные геохронологическим датированием, свидетельствуют о том, что биотиты ксенолитов и ржичанского гранита образовались в очень близких физико-химических условиях. Наблюдаемые вариации структур в ксенолитах и резкие ограничения ксенолитов можно считать доказательством того, что эти ксенолиты попали в гранит уже в консолидированном состоянии и что между кристаллизацией ксенолитов и гранита существовал определенный интервал времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Albunquerque C.A.R.* Geochemistry of biotites from granitic roks, Northern Portugal. – Geochim. cosmochim. Acta, 37, 1779–1802, 1973.
2. *Didier J.* Cranites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. – Elsevier, Amsterdam, 1–393, 1973.
3. *Dudek A.* Biotity hlubinných vyvřelin a jejich vztah k chemismu mateřských hornin. – Rozpr. Čs. Akad. Věd, 64, řada MVP, 19–53, Praha, 1954.
4. *Dupuy C.* Composition chimique des biotites de la granodiorite du Monte Capanne (Ile d'Elba) et des ignimbrites de Toscane (Italie). – Sciences de la Terre, 13, 207–231.
5. *Fabriès J., Rocci G.* Le massif granitique du Tarraouadji (République du Niger). Étude et signification pétrogenétique des principaux minéraux. – Bull. Soc. franç. Miner. Crist., LXXXVIII, 319–340, 1965.
6. *Grout F.F.* Criteria of inclusions in plutonic rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 48, 1521–1572, 1937.
7. *Heinrich E.W.* Studies in the mica group; the biotite–phlogopite series. – Amer. Journ. Sci., 244, 836–848, 1946.
8. IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks (1973): Classification and nomenclature of plutonic rocks – recommendations. – N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1973, 149–164, 1973.
9. *Katzer F.* Geologische Beschreibung der Umgebung von Říčan. – Jb.k.k. geol. Reichsanstalt, 38 B., 3. H., 46–416, 1888.
10. *Orlov A.* Příspěvek k petrografii středočeského žulového masivu (Říčansko, Benešovsko, Milevsko, Písecko). – Věst. Geol. úst. ČSR, 9, 135–144, Praha, 1933.
11. *Palivcová M.* The Central Bohemian Pluton – a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. – Krystalinikum, 3, 99–132, Praha, 1969.
12. *Steinocher V.* Látkové složení, provinciální charakter a petrogenese středočeského plutonu. – Rozpr. ČSAV, řada mat.–přírod., 79, seš 1, pp. 98, 1969.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

ПРОБЛЕМЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Н.П. СЕМЕНЕНКО, Б. ЦАМБЕЛ, Н.П. ЩЕРБАК, П. ГРЕЦУЛА, Е.Н. БАРТНИЦКИЙ, Л. КАМЕНИЦКИЙ, Г.Д. ЕЛИСЕЕВА, Н.Ю. ЛЕВКОВСКАЯ

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ ЗАПАДНЫХ И ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ ПО ДАННЫМ УРАН-ТОРИЙ-СВИНЦОВОГО МЕТОДА

Возраст кристаллических пород Западных и Восточных Карпат неоднократно рассматривался в литературе, в том числе и авторами настоящей статьи (1974), которые привели все имеющиеся данные K-Ar r и Rb-Sr методов по кристаллическим породам Карпатского региона. В данной работе освещены только результаты определений возраста, выполненных свинцово-изотопным методом по акцессорным минералам. Частично отбор проб из кристаллических пород Западных Карпат выполнялся совместно словацкими и украинскими учеными. К сожалению, не во всех пробах оказалось достаточно акцессорных минералов для выполнения определений изотопного возраста. В настоящее время мы располагаем 20 определениями изотопного возраста, полученными уран-торий-свинцовым методом по акцессорным минералам кристаллических пород Западных (12 определений) и Восточных (8) Карпат.

Геологическая позиция исследуемых образцов

Акцессорные минералы для определения изотопного возраста кристаллических пород Западных Карпат отобраны из метаэффузивов и кварцитов Спишско-Гемерского Рудогорья, из гранитоидов и мигматитов татровепорид. Геологическое положение и петрографический состав лейкократовых гранитов вепорид, гранодиоритов Трибеча, мигматитов и синкинематических гранитов Нижних Татр, а также гранулитов молданубикума приведены в более ранней работе авторов [1].

Гранитоидные породы типа "Сигла" – наиболее распространенная разновидность пород Кралевогольской зоны вепорид. Они прослеживаются в полосе длиной 75 км и шириной 15 км, варьируя по составу от биотитового гранодиорита до кварцевого диорита. Количественно-минеральный состав наиболее типичной разности рассматриваемых гранитоидов, согласно Я. Каменицкому (J. Kamenicky, 1967), содержит кварц (40%), ортоклаз

(11%), плакиоклаз (до 32%), биотит (16%), апатит, магнетит, циркон, титанит и другие акцессории. Гранодиориты типа Сигла близки гранитоидам типа Дюмбиер, но сильнее динамометаморфизованы в связи с альпийским тектогенезом.

В Краклевской зоне кралевогольская кристаллическая толща характеризуется преобладанием посткинематических гранитоидов над парагнейсами, сланцами, амфиболитами и различными типами мигматитов. Вместе с тем часть гранитоидных тел в зоне мигматизации имеет характер небулитовых или биотитсодержащих гранодиоритов с неравномерным, часто полосчатым распределением биотита. Это позволяет заключить, что в данном случае мы имеем дело с многочисленными преобладающими телами палингенных субавтохтонных интрузивных тел в зоне автохтонной мигматизации.

В свете изложенного гранодиориты типа Сигла можно рассматривать как интрузивные тела, в значительной мере обогащенные ксенолитами сланцев, которые при образовании магматического расплава были недостаточно резорбированы. Этот относительно гомогенный расплав был вытеснен из зоны автохтонной мигматизации и палингенеза в верхнюю, менее измененную часть разреза сланцевого комплекса, сохранив, однако, черты своего палингенного происхождения.

Кроме пород сиглянского типа, в Кралевогольской зоне встречаются более щелочные гранитоиды вепорского типа. По представлениям В. Зоубека [9], последние являются либо краевой фацией сиглянских гранитоидов, либо представляют комагматичную им самостоятельную интрузию. В то же время ряд исследователей рассматривает их как продукт калиевого метасоматоза сиглянских гранитоидов, основываясь на присутствии в вепорских гранитах включений кварца в калиевом полевом шпате [5]. Оба указанных типа гранитов относятся к варисским образованиям, однако радиологически они до сих пор датированы не были.

К более лейкократовому вепорскому типу относится и гранит Грончока. По внешнему облику он сходен с типичным вепорским гранитом, но отличается, по данным Я. Каменицкого (1967), довольно изменчивым составом: кварц – 32–34%, ортоклаз + микроклин – 27–37%, плагиоклаз – 16–23%, биотит – 5–9%, мусковит – 0–6%.

Д. Кубини [8] предполагает, что порфировидный гранчокский гранит возник в связи с молодой (неоидной) интрузией магмы, которая использовала для подъема плоскости субгерцинского надвига кралевогольской толщи на краклевскую. В месте отбора пробы гранита типа Гранчок (Каменистая долина, откос дороги между озером и лесной сторожкой) по облику сходен с гибридным гранитом и находится в зоне мигматитов. В связи с этим можно полагать, что гранчокский тип гранита не является продуктом кристаллизации однородного магматического расплава, а возник в связи с метасоматозом и процессами воздействия на вмещающие породы остаточных растворов. По результатам калий-аргоновой датировки Я. Кантор [7] отнес формирование этого типа гранита к верхнему мелу (115 млн. лет), но поскольку порода сильно милонитизирована, то данный возраст представляется "омоложенным" в связи с воздействием альпийского динамометаморфизма.

Все сказанное выше отчетливо показывает, что на данном этапе изученности намечается лишь общая последовательность формирования проявленных среди образований кралевогольской толщи гранитоидной серии, в которой наиболее ранними являются гранитоиды сиглянского типа, а наиболее поздними граниты типа Грончока.

Однако точная датировка гранитоидов различных типов отсутствует, а их генетические взаимоотношения еще окончательно не выяснены. Решению этих вопросов, на наш взгляд, во многом должно способствовать изучение акцессорных минералов гранитоидов, которое не только поможет выявлению радиологического возраста гранитоидов различных типов, но и даст определенный объем информации об их генетической природе.

Кристаллические породы Восточных Карпат, по акцессорным минералам которых выполнены определения возраста уран-торий-свинцовым методом, принадлежат белопотокской (плагиогнейсы, мигматиты) и берлебашской (метавулканиты) свитам. По геохронологическим данным породы первой являются самыми древними образованиями кристаллического основания Советских Карпат и значительно интенсивнее метаморфизованы по сравнению с последней.

Петрографический состав пород кристаллического основания Восточных Карпат приводился в работах Л.Г. Ткачука и Д.В. Гуржия [2], О.И. Матковского [3] и других авторов и поэтому здесь не рассматривается. Ниже указываются лишь краткая геологическая позиция и место взятия всех изученных проб.

Западные Карпаты. Av – метаэффузив кислый из верхней части разреза у г. Добшина; Av-2 – кислый метаэффузив гельницкой серии у Стромиша; ГУ-5 – гранодиорит типа "Сигла" из вепорид; 1 – кварцевый диорит – гранодиорит, татриды, Трибеч, северный склон, долина возле лесной сторожки; ГУ-2 гранит типа "Грончок", Кралевогольская зона вепорид; IX – гранит, синкинематический тип, татриды, Низкие Татры, поворот дороги Брезно-Микулаш возле деревни Вышна Боца; V – гранит лейкократовый, вепориды, зона Когута, Хыжна, Гладоморна долина северо-восточнее Елшавы; II – мигматит высокоорогенический, татриды, Низкие Татры, дорога Тале-Срдечко; XII – гранулит, молданубикум, Чешскоморавская высочина, Могелно, врез реки Иглавы, юго-восточнее г. Намешть; Av-3 – кварцит, низы разреза у Смольника; Av-5 – кварцит, нижняя часть гельницкой серии у Мнишека.

Восточные Карпаты. Берлебашская свита: 1 и 2 – метавулканит порфировидный р. Шопурка; 3 – метавулканит тонкополосчатый, междуречье Тисы и Косовской; 4 – метавулканит тонкополосчатый, бассейн р. Косовской; 5 – метавулканит порфировидный, северная окраина с. Костылевка. Белопотокская свита: 6 – мигматит теневой, устье потока Довгорунь; 7 – плагиогнейсы и слюдяные кристаллические сланцы, поток Бредецель; 8 – плагиогнейсы и слюдяные кристаллические сланцы, северная окраина с. Деловое.

Характеристика акцессорных минералов

Из 20 изученных проб лишь в двух выделен монацит для определения возраста, в остальных 18 пробах минералы представлены цирконом, характеристика которого приведена в табл. 1. Установлено, что общим для цирконов из метаэффузивов Западных и Восточных Карпат является отчетливый идиоморфизм кристаллов. Большое сходство цирконов метавулканитов обоих регионов обнаруживается в облике, размерах, окраске, характере поверхности, блеске. Различаются они лишь по габитусу. Кристаллы циркона из метаэффузивов Западных Карпат (пр. Av-1, Av-2) представлены дитетрагональным и кристаллами гиацинтового типа с тупыми головками (III).

В метавулканитах Восточных Карпат (пр. 2, 3, 5) габитус кристаллов копьевидный. В огранении головок принимают участие грани острой 311 и тупой 11 бипирамид.

В иммерсионных препаратах цирконы однородны и содержат небольшое количество включений.

В изученных пробах из гранитоидов Западных Карпат идиоморфизм кристаллов циркона менее совершенен. Наблюдается изменение формы кристаллов от сложной к простой в ряду гранодиорит – лейкократовый гранит. Так, в гранодиоритах преобладает циркон дитетрагонального копьевидного габитуса со сложноограненными головками (пр. ГУ-5, 1), в гранитах – дитетрагональный гиацинтовый с простыми головками (пр. ГУ-2) и в лейкократовых гранитах – тетрагональный гиацинтовый (пр. V). Облик кристаллов столбчатый. В гранитах типа "Гончок" в количестве до 40% присутствуют кристаллы игловидного облика (ГУ-2).

В гранитах наряду с прозрачными светлоокрашенными цирконами в различных количествах присутствуют желто-бурые непрозрачные разности. В лейкократовых гранитах последние преобладают. При изучении в иммерсии установлено, что большая часть циркона однородна. В гранитах типа "Гончок" до 20% кристаллов изобилуют черными точечными непрозрачными включениями. Кроме того, у 20% кристаллов наблюдаются тонкие низкопреломляющие новообразованные оболочки толщиной 0,01–0,03 мм.

В кварцитах циркон представлен округленными зернами шарообразной или эллипсовидной формы. Преобладают зерна с удлинением $< 2{,}0$. Различается несколько цветовых групп цирконов с преобладанием зерен розовой окраски. Только в кварцитах встречен циркон, интенсивно окрашенный в пурпурно-красный цвет. В кварцитах нижней части гельницкой серии (пр. Av-5) циркон более мелкий, чем в кварцитах из низов разреза у Смольника (пр. Av-3), и обычно покрыт обильными примазками графитистого материала. Для циркона из кварцитов характерна шероховатая, матовая поверхность зерен со следами абразии – царапинами и углублениями, что свойственно кластогенным минералам.

Таблица 1

Характеристика циркона из кристаллических

Проба	Форма зерен, %			Габитус кристаллов			Облик кристаллов			
	идиоморфные	субидиоморфные	округленные	копьевидный	гиацинтовый	сложноограненный	столбчатый	изометрический	игловидный	1,0–1,5
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
										Западные
AV-1	100	–	–	10	75	15	80	15	5	15
AV-2	100	–	–	15	80	5	85	10	5	10
ГУ-5	100	–	–	80	15	5	95	5	–	–
I	100	–	–	80	15	5	95	5	–	5
ГУ-2	100	–	–	–	90	10	50	10	40	10
V	100	–	–	–	100	–	90	–	10	–
II	80	–	20	100	–	–	100	–	–	20

пород Западных и Восточных Карпат

Удлинение				Длина по L_4, мм	Цвет, %	Характер поверхности, блеск	Внутреннее строение
1,5–2,0	2,0–2,5	2,5–3,0	3,0				
12	13	14	15	16	17	18	19
Карпаты							
20	60	5	–	0,10–0,20	Сиреневый – 80, ржаво-бурый – 20	Гладкая, алмазный	Однороден, включений мало
5	80	5	–	0,10–0,15	Бледно-сиреневый	То же	Однороден, с небольшим количеством включений
5	55	40	–	0,10–0,15	Бледно-розовый	Гладкая, стеклянный	Однороден с редкими включениями
–	55	40	–	0,04–0,10	Бесцветный – 50, желтый – 50	То же	Однороден с редкими включениями – 80–85% с метамиктными сердцевинами – 15–20%
5	35	40	10	0,07–0,15	Розовый	”	Однороден – 80%, изобилует включениями – 20%, у 20% кристаллов низкопреломляющие оболочки
–	50	40	10	0,15–0,25	Бесцветный – 20, желтый – 80	Гладкая, жирный	Изобилует черными точечными включениями и бурыми неопределенной формы обособлениями
5	45	30	–	0,05–0,15	Бесцветный – 80, желто-бурый – 20	Гладкая, стеклянный	Гетерогенен, 20% кристаллов содержат округленные ядра

Таблица 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
XII	50	50	–	–	50	50	50	50	–	45
AV-3	5	10	85	3	2	–	–	–	–	80
AV-5	5	–	95	5	–	–	5	–	–	70
										Восточные
2	100	–	–	100	–	–	90	4	6	3
3	100	–	–	80	20	–	97	3	–	3
5	100	–	–	100	–	–	100	–	–	–
6	60	35	5	30	70	–				
7	–	70	30	–	–	–	–	–	–	45

Изотопный возраст

С целью получения наиболее достоверных и надежных данных о содержании свинца в цирконах и монацитах использовались масс-спектрометрические методы изотопного разбавления. При этом для дополнительной очистки свинца и урана от сопутствующих примесей был применен метод распределительной хромотографии на бумаге.

Содержание тория в монацитах определялось при помощи фотометрического метода с использованием арсеназо–III.

Изотопные анализы свинца и урана выполнялись на масс-спектрометре МИ-1309 методом поверхностной ионизации с использованием трехленточного источника ионов. Свинец в виде раствора азотнокислой соли перено-

(окончание)

12	13	14	15	16	17	18	19
5	30	10	10	0,08–0,25	Бесцветный – 40, желто-бурый – 60	Гладкая, у желто-бурых кавернозная	Желто-бурые с темными сердцевинами
15	5	–	–	0,10–0,15	Розовый – 77, сиреневый – 10, пурпурно-красный – 5, бесцветный – 5, серый – 3	Шероховатая, матовая	Однороден, зерна чистые почти без включений
25	5	–	–	0,05–0,10	Серый – 45, розовый – 50, пурпурно-красный – 5	Шероховатая, матовая	Однороден, с поверхности покрыт примазками графита
Карпаты							
12	68	12	5	0,10–0,25	Бледно-сиреневый	Гладкая, алмазный	Однороден, с редкими включениями
11	66	20	–	0,10–0,20	То же	То же	То же
–	100	–	–	0,07–0,15	Розовый, светло-сиреневый	”	”
				0,10–0,15	Бесцветный – 45, ржаво-бурый – 55	Гладкая, стеклянный	Бесцветные однородны, ржаво-бурые слабо прозрачны
22	25	8	–	0,05–0,15	Розовый – 74, красно-розовый – 22, бурый – 3, сиреневый – 1	Шероховатая	20% зерен в центральной части с черными включениями

сился на центральную рениевую нить ионного источника масс-спектрометра с предварительно нанесенным на нее необходимым количеством алюмосиликатного эмиттера и последующим дабавлением капли фосфорной кислоты. Уран в виде азотнокислой соли наносился на одну из боковых рениевых нитей трехленточного источника ионов с использованием центральной нити в качестве ионизатора. Применявшаяся методика позволяла получать достаточно интенсивные и практически стабильные (в течение 1–3 час.) ионные токи анализировавшихся элементов.

Полученные результаты по содержанию свинца, урана и тория и изотопному составу свинца приведены в табл. 2. Здесь же приведены значения изотопного возраста, рассчитанные по различным отношениям. При расчетах возраста вводилась поправка на обыкновенный свинец, изотопный

Таблица 2

Изотопный возраст акцессорных минералов из кристаллических

Проба	Минерал	Содержание, %			Изотопный
		Pb	U	Th	Pb^{204}
					Западные
AV-1	Циркон	0,0129	0,0802	Не опр.	0,668
AV-2	"	0,0145	0,0827	"	0,808
ГУ-5	"	0,0066	0,0547	"	0,611
I	"	0,025	0,081	"	1,162
ГУ-2	"	0,0248	0,217	"	0,829
IX	Монацит	0,109	0,631	4,3	0,206
V	Циркон	0,018	0,285		0,314
II	"	0,014	0,083		0,872
III	Монацнит	0,097	0,662	3,8	0,274
XII	Циркон	0,020	0,201	Не опр.	0,698
AV-3	"	0,0074	0,0536	"	0,214
AV-5	"	0,0085	0,0567	"	0,404
					Восточные
1	Циркон	0,0235	0,0371	Не опр.	1,134
2	"	0,0088	0,0378	"	0,860
3	"	0,0091	0,0252	"	0,960
4	"	Не опр.	Не опр.	"	0,535
5	"	0,0080	0,0440	"	0,634
6	"	0,0107	0,1230	"	0,647
7	"	0,0096	0,0732	"	0,461
8	"	0,0073	0,0644	"	0,382

состав которого принимался равным следующим усредненным отношениям, отвечающим нижнепалеозойскому-кембрийскому времени: $Pb^{206}/Pb^{204} = 18{,}0$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15{,}8$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 37{,}8$.

Прежде чем перейти к непосредственной геологической интерпретации полученных цифр возраста по цирконам, необходимо вкратце остановиться на возможных причинах дискордантных значений возраста, полученных по различным отношениям. В первую очередь отметим, что для возрастов порядка 600 млн. лет и моложе наиболее достоверными являются значения, получаемые по отношению Pb^{206}/U^{238}, особенно для проб, содержащих большие количества обыкновенного свинца. Обусловлено это внесением ощутимой погрешности в содержание радиогенного Pb^{207} при введении поправки на обыкновенный свинец, изотопный состав которого берется в достаточной степени условно. Это касается прежде всего таких проб цирконов, как Av-1; Av-2; ГУ-5; ГУ-2; II, XII (Западные Карпаты); 1–6 (Восточные Карпаты), содержание обыкновенного свинца в которых составляет 50–80%. Поэтому наиболее близкие к истинным для них будут значения возраста, получаемые по отношению Pb^{206}/U^{238}.

Для проб циркона Av-3, Av-5 (Западные Карпаты) и 7 (Восточные Карпаты), содержащих сравнительно небольшие количества обыкновенного

пород Западных и Восточных Карпат по данным U-Th-Pb-метода

состав свинца			Изотопный возраст, млн. лет			
Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{208}/Th^{232}
Карпаты						
47,58	12,28	39,47	270	395	420	–
45,38	14,12	39,69	110	355	395	–
54,19	12,02	33,18	500	395	380	–
33,94	18,84	46,06	200	285	295	–
45,48	14,61	39,08	380	270	260	–
29,10	4,56	66,14	320	320	325	335
72,35	8,34	18,99	265	310	315	–
47,51	15,33	36,29	335	385	395	–
30,24	5,01	64,48	–	170	310	315
56,86	13,36	29,08	410	335	325	–
71,05	10,24	18,50	1700	945	665	–
68,31	10,41	20,87	850	710	660	–
Карпаты						
33,75	18,92	46,20	1070	715	605	–
52,17	14,29	32,66	–	135	610	–
41,90	16,67	40,47	665	645	640	–
66,77	12,12	20,57	765	–	–	–
54,10	11,42	33,85	–	350	560	–
58,89	12,54	27,92	150	290	305	–
66,77	11,44	21,33	980	645	555	–
72,17	9,84	17,61	550	540	540	–

свинца и выделенных из типичных терригенных осадочных образований, дискордантность возрастных цифр, вероятно, вызвана наличием некоторого количества древнего радиогенного свинца, характерного для области сноса и унаследованного рассматриваемыми цирконами, несмотря на процессы переотложения и переработки исходных пород. В этом случае цифры возраста, получаемые по отношению Pb^{206}/U^{238}, должны приблизительно отвечать времени проявления процессов диагенеза.

Анализируя данные изотопного возраста, можно сделать заключение, что наиболее ранние процессы вулканизма проявились в Восточных Карпатах, где они надежно датированы 600–640 млн. лет. Вулканическая деятельность в Западных Карпатах протекала позднее, в начальный этап варисской эпохи (400 ± 20 млн. лет.). Время начала формирования гельницкой серии не может быть древнее 660 млн. лет. Не исключено, что ее возрастным аналогом в Восточных Карпатах является верхняя часть разреза белопотокской свиты, но породы последней испытали более интенсивный метаморфизм, время проявления которого датируется рубидий-стронциевым изохронным методом в 530 млн. лет и достаточно близкими цифрами изотопного возраста по цирконам (540–550 млн. лет, пробы 7, 8).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бойко А., Каменицкий Л., Семененко Н.П., Цамбел Б., Щербак Н.* Часть результатов определения обсолютного возраста горных пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний. – Геолог. сборник, геология Карпат – XXV, I, Братислава, 1974.
2. *Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В.* Раховский кристаллический массив. Изд-во АН УССР, 1957.
3. *Матковский О.И.* Минералогия и петрография Чивчинских гор. Львов, 1971.
4. *Горохов И.М., Мельников Н.Н., Варшавская Э.С., Рудаков С.Г., Матковский О.И.* Рубидий-стронциевый возраст древнейших метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты). – Тезисы докл. XVIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1973.
5. *Cambel B., Kamenický J., Krist E.* Poznámky ku geologii kryštalinika Malých Karpát, Považskeho Inovca, Tribča a západnej časti Vepora. Sprievodca, sekcia A, Kryštalinikum. Geol. ustav D. Štura, Bratislava, 1961.
6. *Kamenický J.*, in Mahel M. et al. Regionální geologie ČSSR, díl 11, Západni Karpaty, sv. 1, Praha, 1967.
7. *Kantor J.* Prispevok k poznaniu veporidnych granitov podla Ar^{40}/K^{40} metody. Geol. prace Spravy, Bratislava, 16, 1959.
8. *Kubiny D.* Poznámky o tektonickom postaveni a veku "hroncočkej" žulovej intruzie. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava, 1959.
9. *Zoubek V.* Geologicke studie z pohoří Veporu na Slovensku. Vest. Stat. geol. ustav, IV, Praha, 1928.

Б. ЦАМБЕЛ, Г. П. БАГДАСАРЯН, В. А. АГАМАЛЯН, И. ВЕСЕЛСКИ, Р. Х. ГУКАСЯН, Э. О. ЧИБУХЧЯН

РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И МОЛОДЫХ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ОБЛАСТИ МАЛЫХ КАРПАТ (СЛОВАКИЯ)

Широко проявленные в Западных Карпатах магматические, метаморфические и метасоматические образования до настоящего времени изучены не в полной мере. Особенно остро ощущается нехватка представительных радиологических данных, которые могли бы служить основой для расшифровки геологии и стратиграфии развитых здесь кристаллических пород. Основной объем геохронологических исследований в регионе был выполнен Я. Кантором, который в 1957–1964 гг. опубликовал результаты калий-аргоновых определений абсолютного возраста кристаллических пород Западных Карпат по 38 пробам [5, 13].

Позднее Я. Бурхартом [2] рубидий-стронциевым методом установлен варисский возраст (316–251 млн. лет) гранитоидных пород польской части Высоких Татр. Возраст кристаллических сланцев и гнейсов этой же области методом изохрон определен в интервале 413–283 млн. лет.

С начала 70-х годов достаточно планомерные геохронологические исследования кристаллических пород области Западных Карпат осуществлялись в рамках двустороннего сотрудничества между Академиями наук СССР и ЧССР. В соответствии с планом этих работ в Институте геохимии и физики минералов АН по ряду образцов было проведено определение абсолютного возраста гранитоидов и мигматитов (320 ± 20 млн.лет) и установлен верхний возрастной предел амфиболитов (350 млн. лет) [1]. Кроме того, значительный объем радиологических исследований выполнялся Лабораторией ядерной геохронологии ИГН АН Арм.ССР под руководством Г.П. Багдасаряна, первые результаты которых излагаются в настоящей работе.

Основные черты геологии Малых Карпат

Малые Карпаты являются западным отрогом Центральных Западных Карпат и принадлежат ядерным горным цепям, современный облик которых сформировался в связи с альпийским орогенезом, но которые сохранили основные черты более древних (дотриасовых) тектонических структур.

В строении Малокарпатского кристаллического массива ведущая роль принадлежит позднеорогенным гранитам. Они слагают два интрузива: более крупный Братиславский (двуслюдяные гранитоиды) и меньший по величине Морданский (биотитовые гранодиориты). Между с. с. Пезинок и Пернек массивы разделены полосой кристаллических сланцев, однако можно с уверенностью предполагать соединение их на глубине. Кроме того, кристаллические сланцы слагают узкую, но почти непрерывную полосу вдоль северо-западной границы Братиславского массива от г. Братиславы до с. Пернек и развиты между с. с. Модра и Горные Орешаны. Небольшие останцы в разной степени метаморфизованных кристаллических сланцев, диабазов и их туфов обнаруживаются и среди гранитоидов обоих массивов.

Малокарпатская кристаллическая толща возникла за счет серии пелито-псаммитовых отложений с преобладанием глинисто-кремневого материала и с довольно большим содержанием битуминозных и карбонатных компонентов, а также магматических пород основного состава (амфиболовые габбро и габбро-диориты, диабазы и их туфы). Толща носит отчетливо полиметаморфический характер. Наряду с более древним региональным метаморфизмом сланцы и другие составляющие толщи претерпели интенсивные контактовые преобразования в связи с последующим гранитоидным магматизмом. Под воздействием гранитоидов сланцы превращаются в роговики, пятнистые сланцы, а местами преобразуются в мезо- и катаметаморфические гнейсы вплоть до проявления приконтактовых мигматитов. По облику эти породы практически не отличаются от продуктов высоких степеней регионального метаморфизма. Однако их контактово-метаморфическая природа отражается в незначительной мощности таких метаморфических зон (от зоны филлитов до зоны гнейсов от 500 до 1000 м).

Полиметаморфический характер преобразований и разобщенность районов развития Малокарпатской кристаллической толщи вызывают определенную трудность ее стратиграфического изучения. Наиболее надежно определенной стратиграфической единицей кристаллической толщи Малых Карпат является гармонская серия, впервые выделенная Б.Цамбелом [3] в районе между Большой Цайловской долиной, с. Гармонией и с. Частой. Она представлена глинисто-кремнистыми (обычно с признаками битуминозности) сланцами, перемежающимися с карбонатными и вулканическими образованиями, и венчает разрез Малокарпатской толщи. По остаткам криноидов в известняках эта серия датируется как палеозойская [3], а на основании других органических остатков М. Машка и В. Зоубек [14] считают ее девонской. Соотношение между гармонской и подстилающей ее пезинско-пернекской сериями трактуется неоднозначно. Высказывалось мнение [14, 4], что пезинско-пернекская серия является эквивалентом южной полосы вепоридного кристаллического массива Когута и имеет верхнепротерозойский возраст. На этом основании в кристаллической толще Малых Карпат предполагается перерыв между гармонской и пезинско-пернекской сериями. Однако следует учитывать, что подстилающие гармонскую серию образования представлены перемежающимися псаммитовыми и пелитовыми прослоями. При этом роль пелитовых составляющих в разрезе резко возрастает по мере приближения к гармонской серии, в составе которой они преобладают.

В связи с подобным характером разреза в пограничной зоне провести резкую границу между рассматриваемыми сериями невозможно. Кажущаяся резкая смена одной серии другой в некоторых участках Большой Цейловской долины обусловлена тектоническими нарушениями. Исходя из этого мы считаем, что Малокарпатская кристаллическая толща образовалась за счет единой непрерывной серии отложений. Ее возраст принимается как палеозойский, а гармонская серия, являющаяся составляющей верхней части разреза толщи, датируется нижним карбоном. Эти представления подтверждаются и результатами палинологических исследований, выполненных в 60—70 гг. О. Чорной, Б. Цамбелом, Л. Каменицкими

Ж. Илавской, которые показали, что пезинско-пернекская серия имеет силур – девонский, а гармонская – девон – раннекарбоновый возраст. Указанные образования можно рассматривать как возрастной аналог гельницкой филлит-диабазовой серии гемерид. Намечается также сходство между палинологическими остатками из пород рудных зон Малых Карпат с таковыми из толщ рудной области Гельпа (Кракловская зона вепорид).

Основные задачи радиологических исследований

Нижний возрастной предел гранитоидов Малых Карпат определяется их контактовым воздействием на известняки гармонской серии. Верхняя граница возраста фиксируется по нахождению обломков и валунов гранитоидных пород в брекчиях лейаса. Указанные пределы временного интервала формирования гранитоидов в общем согласуются с результатами радиологических исследований Я. Кантора, которые свидетельствуют о преимущественно варисском возрасте гранитоидного магматизма. Вместе с тем до настоящего времени не выяснена последовательность внедрения отдельных типов гранитоидов и их жильных дериватов–лейкократовых и аплитовых гранитов, магматитов, даек щелочного и основного состава. Неясны также время проявления калиевого метасоматоза в районе с. Гармониц (Долинковская гора) и возраст альбитизации пород в окрестностях с. Часта (лесничество Кабила).

Остается открытым и вопрос о характере связи антимонитового, золотого и полиметаллического оруденения с жильными дериватами гранитоидных и другими магматическими. В настоящее время не исключается возможность как вторичной мобилизации рудных компонентов (полиметаллы, сурьма), сингенетичных битуминозным, графитистым сланцам Малых Карпат, так и связи их с магматическими проявлениями. В этом аспекте весьма интересным представлялось радиогеохронологическое датирование осадочных пород, амфиболитов, габбро-амфиболитов и других образований собственно геосинклинальной стадии развития региона.

Отбор проб милонитов и диафторитов был проведен с целью получения общих сведений о времени проявления в регионе тектоно-метаморфических процессов и для выяснения вопроса о характере влияния степени милонитизации на калий-аргоновый возраст пород. В соответствии с этим были отобраны разные типы варисских гранитоидов, несущих следы милонитизации, катакластических и бластомилонитовых изменений. В двух случаях использован глинистый материал центральных частей зон милонитизации, где кварц-полевошпатовая масса составляет лишь 20–30% объема.

Поскольку наряду с предположением о формировании антимонитового оруденения на гидротермальном этапе становления варисских гранитоидных интрузивов существует мнение о более молодом его возрасте, несомненный интерес представляет определение абсолютного возраста гидротермально измененных пород, ряд проб которых был отобран на антимонитовом месторождении Пезинок. Следует отметить, что точное абсолютное датирование в данном случае затруднено в связи с невозможностью выделения из пород минералов, синхронных гидротермальным рудным жилам. Поэтому радиогеохронолоческому исследованию подвергались и

пробы гидротермально измененных пород других районов Западных Карпат. Таким образом, на первом этапе исследований радиологическому изучению подверглись три группы пород. В первую группу включены неизмененные гранитоидные породы и их метасоматически преобразованные разности. Вторая группа охватывает гранитоиды, которые в результате динамометаморфизма в той или иной степени милонитизированы. Третья группа представляет породы, претерпевшие околорудные гидротермальные изменения. Пробы пород указанных групп обозначены соответственно индексами "Г", "М", "Н".

Методика исследования проб

Породы всех отобранных проб предварительно изучались под микроскопом и затем исследовались в Лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Арм.ССР К-Ar методом по породе в целом. В редких случаях при заметном содержании в породе слюды последняя сепарировалась и возраст породы определялся по этому минералу.

Как правило, каждый пригодный для исследования образец подвергался последовательно полному комплексу радиогеохронологических исследований (начиная от обработки проб и определения содержания калия в породе и кончая изотопным анализом выделенного из породы аргона и вычислением возраста) двумя взаимоконтролирующими вариантами К-Ar метода: объемным и изотопным разбавлением; в последнем использовался в качестве индикатора моноизотоп Ar^{38}. Содержание калия в породах определялось также дважды, методом фотометрии пламени с вероятной погрешностью 1–2,5%. При вычислении возраста применялись коэффициенты распада K^{40}, рекомендованные Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГГ АН СССР: $\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$, $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$. Суммарная погрешность метода абсолютного датирования не превышает ±7–8% против общепризнанных для К-Ar метода ±10%.

Обсуждение результатов радиогеохронологических исследований

Табл. 1 включает результаты абсолютного датирования гранитоидных пород первой группы.

Для проб Г-2, Г-7а, Г-8 гранитоидных пород Малых Карпат был определен ожидаемый варисский возраст – от 232 до 275 млн. лет. Эти значения охватывают диапазон времени от нижнего триаса – верхней перми до нижней перми – верхов карбона.

Весьма интересным и неожиданным результатом являются возрастные значения амфиболовых щелочных гранитоидов жильного типа, почти несогласно пересекающих пласты известняков гармонской серии. Образец этой породы (Г-3) дал цифру 142±5 млн. лет, отвечающую верхней юре. Вместе с тем возраст (162±4 млн. лет) биотитсодержащего мелкозернистого лейкократового гранита, обнажающегося юго-восточнее Долинковской горы близ с. Гармония (обр. Г-7), соответствует средней юре (байос-бат). Геологическое положение этого образца не совсем ясно, так как он был

Таблица 1

Радиометрический возраст гранитоидных пород и их метасоматически измененных разностей

Образец	Название минералов или горной породы и место взятия (число определений)	Содержание калия,%	Ar^{40}, нг/г	Ar^{40}/K^{40}. 10^{-3}	Среднее значение возраста в млн. лет
1	2	3	4	5	6
Г-2	Гранит, аплитовый, жильный в толще гармонских известняков к ЮВ Долинковской горы, близ виноградников с. Гармония (2)	3,85	64,5	13,75	232 ± 1
Г-3	Гранит, жильный, щелочной в слоях известняков. ЮВ Долинковской горы, близ виноградников с. Гармония (2)	4,18	4,18	8,20	142 ± 6
Г-4б	Гранит, биотитовый, метасоматически измененный. Гребень Долинковской горы; с. Гармония (2)	7,03	95,35	11,12	190 ± 1
Г-6	Метасоматически измененный полевошпатовый филлит; с. Часта, близ большой каменоломни (2)	1,865	47,55	20,99	342 ± 6
Г-7	Микрогранит, лейкократовый. У дороги на Долинковскую гору, близ виноградников с. Гармония (2)	3,10	35,6	9,41	162 ± 4
Г-7а	Гранит, жильный, аплитовидный. Тропа к виноградикам Долинковской горы; с. Гармония (2)	3,46	62,35	14,75	248 ± 6
Г-8	Аплитовая зона в пегматите. Братислава, ул. Челаковского (3)	3,48	70,60	16,50	275 ± 7
Г-10а	Жильный полевошпатово-мусковитовый лейкократовый гранит. Святая гора; с. Марианка (Братиславский массив) (3)	4,305	69,33	13,10	222 ± 1
Г-10б	Жильный полевошпатовый лейкократовый гранит. Вершина "Три камня", гребень Братиславского массива, район с. Лимбах (3)	4,395	48,2	9,00	155 ± 1

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Г-12	Гранит, турмалинсодержащий; с. Чучма. Отвалы штольни (2)	1,34	13,40	8,16	141 ± 1
Г-13	Порфировидный гемеридный гранит; с. Злата Индка, новая штольня (3)	4,03	24,6	4,99	87 ± 4
Г-14	Амфибол из габбро-амфиболита. Братислава, огород Оплуштиловой (1)	0,365	10,04	22,6	365

взят из отвала штольни. Тем не менее полученная цифра наводит на мысль о наличии также среднеюрского магматизма.

Самостоятельную подгруппу пород представляют образцы Г-10а и Г-10б – гранитоидные породы жильного типа с сильно выраженной мусковитизацией полевых шпатов. Возраст породы Г-10а (222 млн. лет) позволяет рассматривать ее как позднюю варисскую интрузию. Порода Г-10б, претерпевшая наложенный альпийский динамометаморфизм и значительно рассланцованная, дает возраст 155±1 млн. лет, отражая явное аргоновое омоложение. Породы этого типа встречаются в Братиславском гранитоидном массиве близ с. Лимбах, в районе с. с. Пезинок, Марианка и Боринка и распространены преимущественно в гребневых частях горных цепей. Отмеченное наиболее позднее проявление варисского магматизма В. Зоубек принимает за краевую фацию интрузии. Б. Цамбел (1959 г.) связывает с этими породами гидротермальное оруденение Малых Карпат. Для них характерно автометаморфное изменение (серицитизация, мусковитизация) в последние фазы кристаллизации магмы и частое присутствие пирита и других сульфидов.

Абсолютные возрастные значения проб Г-10а и Г-10б свидетельствуют, по-видимому, о растянутости гранитоидного магматизма в области Малых Карпат до верхней перми.

Верхнемеловой возраст порфоровидного гемеридного гранита (обр. Г-13) из штольни Злата Индка (87, 4 млн. лет) хорошо согласуется с известными данными Я. Кантора [5–9] по аналогичным гранитам Спишско-Гемерского Рудогорья. Более высокое возрастное значение, полученное по турмалиновому граниту Г-12 (141 млн. лет), обусловлено, по-видимому, наличием в породе турмалина, содержащего, как известно, избыточный аргон, что могло способствовать аргоновому удревнению породы.

Особого внимания заслуживают данные по метасоматически измененным сланцам подошвы гармонской серии. Возраст образца Г-6 (342±6 млн. лет), по-видимому, отвечает времени образования сланцев переходного типа. Эти породы представлены слабо перекристаллизованными, биотитизированными глинисто-песчанистыми отложениями и содержат кластогенные полевые шпаты. Полученное возрастное значение отвечает

границе девона и карбона. Дополнительные определения возраста метасоматически неизменной породы, возможно, позволят выяснить степень воздействия метасоматоза, сопровождавшего гранитный магматизм. Б. Цамбел предполагает (1956 г.), что такой метасоматоз синхронен с образованием аплита и пегматитов Братиславского массива. В свете полученных новых данных по возрасту щелочных жильных гранитоидов Долинковской горы возможна связь этого метасоматоза и с молодым юрским магматизмом.

Биотитовый гранодиорит из Модры (Г-4в) несет следы частичного изменения и содержит реликты первичных полевых шпатов. Этим, вероятно, обусловлен полученный для этой пробы возраст 190±1 млн. лет.

Проба Г-14 дала ожидаемый варисский возраст 365 млн. лет. Это – гипабиссальная жильная габбро-амфиболитовая порода, которая генетически принадлежит офиолитовой серии древней палеозойской геосинклинали.

Верхнедевонский возраст породы Г-14 хорошо согласуется с палинологическими данными, хотя, может быть, частично сказывается влияние варисского плутонизма.

Табл. 2 отражает значения абсолютного возраста пород, претерпевших процессы милонитизации. Милониты в большинстве случаев изменены и имеют облик, сходный с филлитами. Минералы милонитовых зон дают относительно сходные возрастные значения. Процессы милонитизации варисских гранитоидов (пробы М-1, М-2, М-7, М-5а, М-5б) по результатам абсолютного датирования происходили в верхней юре. Лишь пробы М-6 и М-4 дают соответственно возраст 85±3 и 108±2 млн. лет от середины верхнего до верхов нижнего мела. При этом цифра 85±3 млн. лет получена по пробе, представленной смесью минерального вещества центральной части милонитовой зоны. В общем выявляется несколько более ранний, чем представлялось до сих пор, возраст продуктов процесса милонитизации. При этом значении возраста наиболее молодого милонита хорошо согласуется с господствующим до сих пор представлением о кульминации складкообразования в области Западных Карпат в верхнемеловое время. Возможно, что некоторое удревнение, полученное по преобладающему большинству исследованных образцов милонитов, обусловлено наличием в них обломков (остатков) полевых шпатов и мусковита. Не исключено, что абсолютное датирование по глинистым минералам милонитов позволит приблизить окончательное решение вопроса о возрасте этого процесса.

Табл. 3 содержит результаты радиогеохронологического исследования околорудно измененных пород, а также породы неясного генезиса, развитые в области сурьмяного рудного поля Пезенки и принадлежащие, вероятно, к производным кислого геосинклинального вулканизма. Часть этих пород относительно сильно гидротермально изменена (серицитизация), иногда импрегнирована антимонитом. Образец Н-2, отобранный из "Антимонитовой штольни", несмотря на частичную карбонатизацию, мало изменен и содержит совершенно свежие альбиты. Этот альбит неясного генезиса можно считать частным дериватом пород кислого типа.

Возраст породы Н-2 (390 млн. лет) отвечает низам девона. Эта цифра, на наш взгляд, определяет возраст кислых полевых шпатов неизмененной первичной породы, которая является членом Пезинско-Пернекской мета-

Таблица 2

Радиометрический возраст милонитизированных гранитоидных пород

Образец	Порода и место взятия	Содержание калия, %	Ar^{40}, нг/г	$Ar^{40}K^{40} \cdot 10^{-3}$	Среднее значение возраста в млн. лет
М-1	Ультрамилонит гранита Братиславского массива, северо-восточнее с. Боринка (2)	3,97	36,75	7,59	132 ± 6
М-2	Ультрамилонит гранита из Братиславского массива с более интенсивным изменением (2)	4,47	43,5	7,97	139 ± 6
М-3	Эпимилонитизированный гранит с прожилками полевых шпатов, хлоритом и серицитом. Вершина горы Пфефенберг; с. Гармония (2)	3,11	36,5	9,63	166 ± 8
М-4	Эпимилонит более интенсивно измененный; с. Гармония; вершина г. Пфефенберг (2)	3,29	24,9	6,21	108 ± 2
М-5а	Глинистые минералы из зоны милонита; каменоломня "Железна студничка", Братислава (2)	2,89	30,7	8,70	150 ± 6
М-5б	То же (3)	3,03	30,1	8,14	141 ± 6
М-6	Милонит с глинистыми минералами из центральной зоны милонитизации с. Боринка, Братиславский массив (2)	3,58	21,15	4,85	85 ± 3
М-7	Милонит, аналогичный М-6 из с. Юр близ Братиславы (2)	2,85	30,65	8,82	152 ± 1

морфической толщи. Поэтому полученный возраст может служить реперным, так как данные радиогеохронологии в данном случае хорошо согласуются с результатами палинологических исследований, которые определяют возраст Малокарпатского Пезинско-Пернекского метаморфического комплекса как силурско-девонский.

Проба Н-1, представленная гидротермально измененной гранитоидной породой, была также отобрана в антимонитовой штольне Пезинского рудного поля близ места отбора пробы Н-2. Эта порода сохраняет реликты структуры гранита, содержит полностью серицитизированные полевые шпаты и катакластически нарушенные реликты мусковита. Возраст ее Н-1 (190 млн. лет) отвечает границе юры и триаса. Охарактеризованная

Таблица 3

Радиометрический возраст гидротермально измененных пород

Образец	Порода и место взятия (число определений)	Содержание калия, %	Ar^{40}, нг/г	$Ar^{40}K^{40} \cdot 10^{-3}$	Среднее значение возраста в млн. лет
Н-1	Жила гидротермально измененного варисского гранита; с. Пезинок, месторождение "Цайла" (2)	4,04	57,05	11,50	198 ± 1
Н-2	Альбитовая порода неясного генезиса; с. Пезинок, месторождение "Цайла" (2)	1,01	29,6	24,05	390 ± 10
Н-5	Микроклин из кварц-турмалиновой жилы; с. Чучма, штольня "Карол" (2)	10,1	65,43	5,31	94 ± 3
Н-6	Стильпномелан из гидротермальной жилы. Месторождение "Рожнява" (2)	1,345	67,6	4,12	73,7
Н-10	Серицитовый фукситовый кварцит из месторождения "Рудняны" (2)	0,91	13,7	12,4	210 ± 3

порода, по-видимому, является варисским гранитом, подвергшимся домеловым гидротермальным изменениям.

Остальные возрастные данные гидротермально измененных гранитов из других областей Западных Карпат (обр. Н-5, Н-6) подтверждают верхнемеловой возраст оруденения. Возраст, полученный по пробе Н-6 (73±7 млн. лет), следует считать заметно омоложенным, поскольку стильпномелан из месторождения Рожнява содержит много воздушного аргона.

Интересное возрастное значение получено по кварциту с примесью распыленного хромсодержащего серицита (фуксита). Установленная цифра 213 млн. лет отвечает концу перми и началу триаса. Поскольку порода взята из зальбандовых частей жил эта цифра может, хотя бы частично, указывать на возраст вмещающих пород. Однако этот вопрос нуждается в дальнейшей разработке, тем более что нам не известно, как сохраняется радиогенный аргон в фуксите.

Таким образом, полученные возрастные данные являются новым и важным источником информации для объяснения геологической истории, стратиграфии и геохронологии магматических, метаморфических и рудных формаций Западных Карпат.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бойко А., Каменицкий Л., Семененко Н.П., Цамбел Б., Щербак Н.* Часть определения абсолютного возраста горных пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний. – В кн.: Геологический сборник Словацкой Академии наук. Geologica Carpathica, 25, I, 1974.
2. *Burchart J.* The cristalline core of the Tatra mountains a case of polymetamorphism and polytectonism. Eclogae geol. Helv. (Basel), 63, I, 1970.
3. *Cambel B.* Geologicko-petrografické problémy v severozápadnej casti krystalinika Malych Karpát. Geol. práce, Zos. (Bratislava), 36, 1954.
4. *Kamenicky J., Magel M.* et al. Regionalni geologie CSSR, dil II, Zapadni Karpaty, sv. 1, Praha, 1967.
5. *Kantor J.* Ar^{40}/K^{40} metoda urcovania absolutneho veku hornin a jej aplikasia na betliarkky gemeridny granit. – Geol. práce Spavy (Bratislava), II, 1957.
6. *Kantor J.* Prispevok k poznaniu veku niektorych granitov a s nimi spätych lozisk Zap. Karpat. Asta geol. geogr. öntiv. Comenianea (Bratislava), 2, 1959_1.
7. *Kantor J.* Prispevok ku geochronológii nizkotatranskych granitoidov. Geol. práce, CUDS (Bratislava), 55, 1959_2.
8. *Kantor J.* Vek niektorych vysokotatranskych granitoidov a krystalickych bridlis podla radioaktivneho rozpadu K^{40}. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 10, 1959_3.
9. *Kantor J.* Prispevok k poznaniu veporidnich granitov podla Ar^{40}/K^{40} metódy. Geol. práce, Správy (Bratislava), 16, 1959_4.
10. *Kantor J.* Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného krystalinika (kohútske pásmo). Geol. práce, Správy (Bratislava), 19, 1960.
11. *Kantor J.* Beitrag zur Geochronologie der Magmatit und Metamorphite des westkarpatischen Kristalline. Geol. práce, Zosit (Bratislava), 60, 1961.
12. *Kantor J.* Izotopy obycajného olova v niektorych západokarpatskych loziskách. Geol. práce, Zosit (Bratislava), 61, 1962.
13. *Kantor J.* Je studenecky granit zo záp. casti Nizkych Tatier kriedovou intruziou? Geol. práce, Správy (Bratislava), 31, 1964.
14. *Maška M., Zoubek V., Buday Te.* et al. Tektonicky vyvoj Ceskoslovenska, Ceskoslov. akad. vied, Praha, 1961.

Б. ЦАМБЕЛ, Л. КАМЕНИЦКИЙ, И.С. КРАСИВСКАЯ

МАТЕРИАЛЫ К КОРРЕЛЯЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНЫХ КАРПАТ И БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В пределах альпийского складчатого пояса, обрамляющего с юга Восточно-Европейскую платформу, как известно, наблюдается несколько обширных районов развития допозднепалеозойских кристаллических образований. Их возраст, строение и особенности формирования в последние годы привлекают внимание исследователей в связи с обсуждением доальпийской истории глубинных образований этой крупной структуры земной коры.

Сравнение доальпийских комплексов Большого Кавказа и Западных Карпат как звеньев Кавказско-Крымско-Карпатской складчатой системы является одним из разделов совместных советско-чехословацких исследований по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой. В результате первого этапа совместных исследований были сформулированы основные проблемы и принципы корреляции процессов и геологических образований и намечены отдельные элементы корреляции магматизма и метаморфизма Чехословакии и Северного Кавказа [5]. Целью данной статьи является освещение современных представлений о строении, возрасте и этапах формирования древних кристаллических комплексов Западных Карпат и Кавказа и обсуждение некоторых общих черт их доальпийского развития.

Современное состояние изученности не дает возможности провести уверенную корреляцию всех событий доальпийской истории регионов. Это объясняется прежде всего различным установленным стратиграфическим объемом кристаллических серий Кавказа и Западных Карпат, их неадекватной изученностью и недостаточным количеством U–Rb и Rb–Sr (в особенности изохронных) изотопных определений возраста магматических и метаморфических пород. Так, на Кавказе в доальпийском комплексе установлены как докембрийские, так и палеозойские образования, обоснована стратиграфия последних и на этой основе в результате применения формационного анализа прослежены главные этапы развития доальпийского магматизма.

Среди суперкрустальных образований Карпат более или менее надежно доказаны только палеозойские отложения, их региональная стратиграфическая схема находится в процессе становления, а возрастная индексация метаморфизованных толщ опирается в основном на данные изучения растительных микроостатков. Характер этих остатков (обилие растительного детрита при изменчивом, часто незначительном количестве сохранившихся диагностируемых микрофитофоссилий), а иногда и объем получаемых материалов, как отмечают Б. Цамбел и О. Чорна [28], определяют предварительный характер некоторых из этих индексаций.

Имеющиеся радиогеохронологические материалы представляют довольно ограниченные возможности для определения возраста и корреля-

ции кристаллических образований Кавказа и Карпат. Основная часть этих данных получена K-Ar методом и, как правило, отражает неравномерное омоложение объектов изучения в связи с неоднократной (в том числе альпийской) динамотермальной переработкой их.

Западные Карпаты

Доальпийские кристаллические толщи фундамента Западных Карпат обнажены из-под неметаморфизованных верхнекаменноугольных и более молодых отложений в ряде разобщенных участков в присводовых частях так называемых ядерных хребтов Внутренних Карпат – (Словацкого массива). Эти хребты, в современной структуре отвечающие антиклинориям, входят в пределы трех дугообразно изогнутых зон субширотного – юго-западного простирания – татридной, вепоридной и гемеридной – выделенных по особенностям мезокайнозойского развития [11]. Татриды и вепориды (тетровепориды) характеризуются более высоким метаморфизмом рассматриваемых пород и присутствием среди них варисских гранитоидов.

Наиболее крупные участки обнаженных кристаллических пород известны на юго-востоке Внутренних Карпат в зоне гемерид (восточная часть Словацких Рудных гор) и в зоне вепорид (западная часть Словацких Рудных гор; Низкие Татры, горы Трибеч). В расположенной с севера и северо-запада обширной зоне татрид кристаллическое основание наблюдается в небольших выходах в Малых Карпатах, Страшовских горах, Малой Фатре и др.

Сложность тектонического строения татрид, вепорид и гемерид и разобщенность наблюдаемых в них выходов допозднепалеозойских слоистых кристаллических образований объясняет существование разных точек зрения на последовательность, соотношения и возраст этих образований. Поэтому главной проблемой кристаллических стратифицированных комплексов Западных Карпат до сих пор является их стратиграфия.

В тридцатые годы обычно вслед за В. Зоубеком [54] принималось, что кристаллические породы татрид, вепорид и гемерид в целом являются палеозойскими. Позднее широкое распространение получило представление о формировании метаморфического основания Западных Карпат в течение нескольких самостоятельных этапов и о принадлежности наиболее глубоко измененных из них к докембрию. Так, М. Машка и В. Зоубек [31] древнейшими, предположительно нижнепротерозойскими породами Западных Карпат считали гнейсы и мигматиты татранской серии татровепорид, а развитые здесь метаморфиты когутской серии относили к альгонку. Менее метаморфизованные доверхнепалеозойские серии гемерид и Малых Карпат относились к палеозою по сопоставлениям с отложениями северной граувакковой зоны Альп [38], а в последние годы – и по палинологическим данным [53, 36].

Степень метаморфизма как главный критерий возрастного расчленения метаморфических пород вепорид применялась также Я. Каменицким [51], выделявшим здесь ярабскую и кокавскую серии соответственно как нижне- и верхнепротерозойские образования. Метаморфические

сланцы южной части вепорид (котутскую серию) Я. Каменицкий относил к верхнему протерозою, сопоставляя ее с пезинок-пернекской серией Малых Карпат. При этом Я. Каменицкий полагал, что развитые в Малых Карпатах пезинок-пернекская и девонская метаморфическая толщи (гармонийская серия) разделены разломом.

Однако Б. Цамбел в результате систематических исследований метаморфических пород Малых Карпат показал, что пезинок-пернекские отложения вверх по разрезу постепенно сменяются гармонийскими [30, 31]. На основе палинологических данных О. Чорна [33, 35] пришла к выводу о том, что пезинок-пернекская серия относится к силуру–девону, а гармонийская – к верхнему девону – нижнему карбону. А.Клинец [46] подчеркнул литологическое однообразие большей части распространенных в вепоридах кристаллических сланцев и показал недостаточную обоснованность расчленения их на ярабскую и кокавскую серии. Все эти сланцы он объединил в гронский комплекс, возраст которого Е. Пландерова [49] по палинологическим данным определила как силур–нижний девон.

Подобные же выводы в последние годы были получены и для основания гемерид. По новым данным Грецулы [39, 40] выделявшиеся здесь гельницкая и раковецкая метаморфические серии, которые ранее считались разделенными угловым несогласием в связи с проявлениями каледонских движений, не только входят в состав единого непрерывного комплекса, но и являются в целом одновозрастными.

Таким образом, представления о значительной фациальной и стратиграфической неоднородности кристаллических толщ Западных Карпат в последние годы пересматриваются и все больше исследователей склоняется к мнению о преимущественно палеозойском их возрасте. Эта точка зрения подтверждается палинологическими данными [42, 32]. Существование докембрийских образований в составе кристаллического основания Западных Карпат не подтверждается имеющимися палеонтологическими и радиогеохронологическими материалами.

Метаморфические серии Западных Карпат в свете современных данных представляют собой структурно единый комплекс. Он сложен в различной степени метаморфизованными геосинклинальными флишоидными песчано-глинисто-кремнистыми отложениями, пелитовые составляющие которых во всех выделенных подразделениях в той или иной мере обогащены углистым веществом. Карбонатные породы для этих отложений не характерны и встречаются весьма ограниченно в виде линз или маломощных прослоев (гармонийская серия, раковецкая серия, когутские сланцы). Продукты геосинклинального основного и кислого вулканизма в рассматриваемых отложениях распределены неравномерно по вертикали и латерали, но в определенных сериях они преобладают над метаосадками (порфироиды гельницкой, диабазы раковецкой серий и др.).

Кратко суммируем данные о строении и составе метаморфических толщ различных тектонических зон Западных Карпат. На юго-западном фланге татрид, в Малых Карпатах, в основании разреза залегает, как отмечалось выше, пезинок-пернекская серия, для которой характерно широкое развитие основных вулканитов и связанных с ними месторождений пирита:

весьма многочисленны прослои битуминозных метапелитовых пород. Вышележащая гармонийская серия, согласно сменяющая пезинок-пернекскую [30], сложена метатерригенными породами с переменной примесью битуминозного вещества, с линзами известняков и горизонтами основных метавулканитов.

Первоначальный метаморфизм обеих серий был эпизональным (в гармонийских породах сохраняется кластогенный характер полевых шпатов и кварца), но под влиянием варисских гранитоидов в гармонийской серии возникли пятнистые сланцы, роговики и скарны, а в пезинок-пернекской — периплутонические явления вызвали образование метаморфической зональности от филлитов во внешней зоне до гнейсов — во внутренней зоне, примыкающей к гранитам.

Гронский комплекс вепорид представлен главным образом метапелитами от филлитов до биотитовых сланцев и вмещает подчиненные амфиболиты и метапорфиры, а также прослои лидитов и карбонатов [43]. Часть принадлежащих этому комплексу пород в окрестностях с. Бацух палинологически документирована как силур—нижний девон. На севере вепорид, в кристаллическом ядре Низких Татр, метаморфические сланцы Глиниска (песчано-глинистые осадки [50] в наименее измененных разностях содержат каменноугольные растительные микрофоссилии [35]. По эжной окраине вепорид, в когутской зоне, метаморфические породы входят в состав серии Гладоморной долины, возраст которой палинологически определен как нижний палеозой.

В ее составе преобладают первично песчано-глинистые, частично битуминозные осадки с подчиненным количеством основных метавулканитов и радиоляритов. Метаморфизм здесь не достиг той интенсивности, которая характерна для других зон тетровепорид, и привел к образованию биотитовых сланцев и филлитов. Проводимое в последние годы в Геологическом институте САН изучение микрофоссилий в метаморфических сланцах показало широкое распространение отложений нижнего палеозоя во всех кристаллических ядрах вепорид.

Палеозойские толщи гемерид (гельницкая и раковецкая серии) отличаются широким проявлением вулканизма и слабым эпизональным метаморфизмом. Гельницкая серия представлена порфироидами и их туфами, туффитами, с прослоями глинисто-песчаных, глинистых и известково-битуминозных метаосадков и радиоляритов. Главным типом вулканизма является средний (до кислого), но встречаются подчиненные прослои основных вулканитов, особенно в верхних горизонтах серии. В основании раковецкой серии преобладают первично обломочные отложения, в средней части — вулканические породы основного состава с большим количеством туфов и туффитов и глинистых осадков, а в верхней части — глинистые толщи. С основными вулканитами серии связано сингенетичное пиритовое и полиметаллическое оруденение (область Смолника и Шведлара). В связи с новыми представлениями о стратиграфическом единстве гельницких и раковецких образований [41] предполагается одновременное проявление основного раковецкого и кислого гельницкого вулканизма.

Аналоги вулканогенных образований фундамента гемерид в последние годы были выявлены среди более глубоко метаморфизованных

кристаллических пород татровепорид. Это, по мнению некоторых исследователей, подтверждает точку зрения об относительной однородности первичного состава метаморфических толщ Западных Карпат. Наблюдаемое ныне разнообразие развитых в разных зонах метаморфических пород и преобладание в татровепоридах более измененных разностей (вплоть до гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов) представляется следствием различных условий их вторичных преобразований.

Значительную роль в строении кристаллического комплекса фундамента Западных Карпат играют интрузивные образования. В гемеридах они представлены штоками эпиметаморфизованных габброидов и габбро–диоритов, которые, очевидно, комагматичны раковецким вулканитам, а также небольшими телами так называемых гемеридных гранитоидов, имеющих меловой К-Ar возраст [43].

В пределах татровепорид широким распространением пользуются крупные интрузии варисских орогенных гранитоидов. Они прорывают метаморфические породы татрид и вепорид и оказывают контактовое воздействие на породы гармонийской серии девона – нижнего карбона. Более ранними фазами этих гранитоидов являются гранодиориты, кварцевые диориты, а поздними – автометаморфизованные порфиробластические граниты.

Основное значение в формировании метаморфических пород Западных Карпат придается прогрессивному метаморфизму в связи с варисским гранитообразованием. С ним связывают явления переплавления, мигматизации и гранитизации в центральных частях автохтона и одновременно явления периплутонической контактовой перекристаллизации в удаленных от этих центров областях. Развитие термальных преобразований супракрустальных пород в ходе варисского гранитообразования для северной части Высоких Татр подтверждается совпадением изохронных Rb–Sr дат этих пород и гранитоидов [29].

Догранитный метаморфизм был только эпизональным и поэтому контактовая природа зональных метаморфических ореолов вокруг гранитоидных интрузий во многих местах выступает со всей очевидностью. Убедительные данные о развитии более высоких ступеней догранитного метаморфизма отсутствуют. При этом вопрос о времени раннего эпизонального метаморфизма в настоящее время не решается однозначно. Существовало представление о развитии здесь каледонской складчатости и метаморфизма (спишская фаза); основанием для ее установления служили данные о несогласном залегании раковецкой и гельницкой серий. В связи с новыми представлениями о соотношениях этих серий вопрос о каледонских движениях в Западных Карпатах требует дополнительных геологических обоснований.

Наличие каледонского метаморфизма предполагает полученная изохронным Rb–Sr методом датировка валовых проб гнейсов останца Горичкова в польской части Высоких Татр в 434–455 млн. лет (в пересчете на принятое в СССР значение $\lambda_{Rb} = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$ лет), но петрографические следы этого метаморфизма пока не обнаружены [29].

Радиометрические данные о возрасте горных пород фундамента Западных Карпат ограничены. Для посткинематических варисских гра-

нитоидов получен широкий разброс K-Ar цифр, но наиболее древние из них показывают довольно устойчивые значения 320–340 млн. лет по биотиту и мусковиту. Близкие значения, равные 307 ± 15 и 317 ± 10 млн. лет, были получены изохронным Rb–Sr методом для варисских гранитоидов северного склона Высоких Татр [29].

Для синкинематических гранитоидов Низких Татр U–Pb методом по монацитам получены значения 320 ± 20 млн. лет [10]. Совпадение этой цифры с наиболее древними K-Ar датировками гранитоидов позволяет уверенно относить время формирования последних к раннему карбону. Тем самым доказывается, что значительная часть K-Ar определений метаморфических пород Западных Карпат, лежащая в пределах 300–75 млн. лет (в том числе некоторые определения по амфиболу) омоложена. В то же время имеются отдельные более древние значения K-Ar возраста метаморфических пород, которые можно считать реликтовыми. К ним относятся датировки мусковита из ультраметаморфического лейкократового гранита (350, 380 млн. лет) и роговой обманки из амфиболитов зоны мигматитов (350 млн. лет) под Трангошкой в Низких Татрах, а также недавно полученные в Геологическом институте АН Армянской ССР определения роговой обманки из габбро-амфиболитов Малых Карпат близ Братиславы (350 и 365 млн. лет).

Совпадение этих цифр, полученных по разным минералам, видимо, говорит о том, что они датируют реальное геологическое событие. Таким событием мог бы быть позднедевонский метаморфизм амфиболитовой фации. В качестве альтернативы возможно предположение, что габброиды Малых Карпат являются девонскими гипабиссальными интрузиями с первичномагматическим амфиболом.

К более древним цифрам относится K-Ar датировка порфироида из Малых Карпат в 390 млн. лет, полученная в последнее время в лаборатории Г.П. Багдасаряна, а также определение циркона из мигматитов Низких Татр (дорога на Срдечко у Трангошки), показавшее по Pb-U отношениям 395–385 млн. лет. Однако геологическое значение последних цифр неопределенно, так как в проанализированной пробе содержится до 20% кластогенного циркона.

Таким образом, для Западных Карпат палеонтологическими и радиологическими методами доказано широкое развитие нижне- и среднепалеозойских метаморфических пород, а радиологические данные подтверждают ведущую роль варисского метаморфизма и плутонизма в их формировании. Спорные вопросы о присутствии в Западных Карпатах докембрийских образований требуют дальнейшего обоснования.

Большой Кавказ

Кристаллическое основание альпийской горной системы Большого Кавказа выступает в пределах крупных продольных структурно-формационных зон – Бечасынской (Лабино-Малкинской), Передового хребта и Главного хребта, границами которых служат субширотные глубинные долгоживущие разломы. Эти зоны различаются историей геологического развития и глубинным строением и в связи с этим возрас-

том стратиграфическим объемом развитых здесь метаморфических образований, интенсивностью и временем проявления магматических и метаморфических процессов.

Основы современных представлений о геологии кристаллических пород Большого Кавказа были заложены классическими трудами Э. Фавра, П. Абиха, В.Н. Робинсона, А.П. Герасимова, И.Г. Кузнецова, а в последние десятилетия активно развиваются большим числом исследователей северокавказских, грузинских и московских геологических организаций. Проблемы магматической геологии Северного Кавказа наиболее полно освещены в работах коллектива петрографов ИГЕМ АН СССР, возглавлявшегося Г.Д. Афанасьевым.

Как мы увидим ниже, для сравнения с фундаментом Западных Карпат наибольший интерес на Кавказе представляет зона Главного хребта. Вместе с тем именно с этой зоной, являвшейся ареной мощнейшего варисского гранитоидного магматизма, связано наибольшее число спорных или нерешенных вопросов строения, особенностей формирования и возраста метаморфического субстрата.

Что касается зоны Передового хребта и Бечасынской, то здесь основные черты стратиграфии метаморфических толщ и развития магматизма и метаморфизма могут считаться достаточно обоснованными. Этому во многом способствовали многочисленные находки фауны в зоне Передового хребта, установление несогласных стратиграфических соотношений метаморфических и осадочных палеонтологически датированных толщ и широкое применение формационного анализа к расшифровке истории магматизма.

Бечасынская зона, протягивающаяся вдоль моноклинали северного склона Большого Кавказа, представляет собой южную окраину эпигерцинской Скифской плиты, активизированную в мезо-кайнозое. Основание ее сложено осадочно-вулканогенными геосинклинальными сериями, которые испытали складчатость и первичный региональный зеленосланцевый метаморфизм в досилурийское время [16, 18, 19, 14, 6, 7]. Эти серии вмещают ряд досилурийских магматических формаций, в том числе глубинные образования габбро-диоритовой и гранито-гнейсовой формации. Досилурийский возраст метаморфических серий доказывается их несогласными стратиграфическими соотношениями с вышележащими терригенно-карбонатными толщами, содержащими фауну силура [16, 18].

К моменту завершения досилурийского метаморфизма и складчатости кристаллический субстрат Бечасынской зоны представлял собой уже достаточно консолидированное образование. Позднее в связи с развитием располагавшейся южнее варисской геосинклинали он частично подвергся регионально-контактовому метаморфизму альбит-эпидот-амфиболитовой фации (с образованием альбитовых амфиболитов, гранат-амфиболовых и гранат-биотитовых гнейсов), метасоматической альбитизации (формирование альбитовых порфиробластовых сланцев и гнейсов) и общему диафторезу.

Метаморфический фундамент зоны прорван целым рядом варисских интрузивных пород: гранит-порфирами с К-Ar возрастом в 340–350 млн. лет (р. Кубань), крупными массивами позднепалеозойских гранитоидов,

имеющих К-Ar датировки в 285–305 млн. лет (реки Малка, Тызыл, Индыш, Эшкакон) и дайками гранит-порфиров пермского возраста [4, 1, 12]. Массивы позднепалеозойских гранитоидов окружены широкими ореолами контактово измененных пород.

Определения изотопного возраста досилурийских пород Бечасынской зоны получены К-Ar методом и обычно находятся в интервале 300–360 млн. лет, отражая процессы варисского омоложения древнего фундамента. Лишь по флогопиту из экзоконтакта пород гранито-гнейсовой формации в бассейне р. Лабы получено более древнее К-Ar значение возраста в 450–470 млн. лет [6]. Близкие К-Ar цифры (500 млн. лет) были получены по гранитоидам в бассейне р. Теберды близ села Нижнетебердинского, в зоне сочленения зоны Передового хребта и Бечасынской. Существующие данные позволяют рассматривать метаморфическое основание Бечасынской зоны как верхнедокембрийское – нижнепалеозойское или как верхнедокембрийское, байкальское образование [27]. Единственное имеющееся к настоящему времени докембрийское значение изотопного возраста метаморфических сланцев (865 млн. лет по мусковиту Rb-Sr метод р. Даут [5]) пока не может быть уверенно интерпретировано, тем более что проанализированный образец взят из зоны щелочного метасоматоза.

Зона Передового хребта наиболее полно отражает эволюцию среднепалеозойского геосинклинального прогиба Северного Кавказа. Она характеризуется широким развитием эпизонально метаморфизованных (вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных) отложений ордовика – нижнего карбона и орогенных формаций среднего карбона – перми [16, 20, 4, 13]. В бассейне р. Лабы в поле развития среднепалеозойских отложений известен выступ древнего кристаллического комплекса. Он сложен амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации, а по северной окраине – зеленосланцевыми вулканогенноосадочными толщами, серицит из которых имеет К-Ar возраст 437 млн. лет [21]. По составу и возрасту эти зеленосланцевые толщи могут быть сопоставлены с досилурийскими породами Бечасынской зоны. С этими древними метаморфическими породами и альпинотипными гипербазитами, развитыми в пределах зоны Передового хребта, пространственно ассоциируют эклогиты и эклогитоподобные породы [23], которые наиболее близки к типу повторно метаморфизованных эклогитов зон глубинных разломов.

Среди слабо метаморфизованных палеозойских образований Передового хребта выделяется ряд последовательных магматических формаций. Наиболее ранней из них является среднепалеозойская диабаз-кератофировая формация, к верхним горизонтам которой приурочены колчеданные месторождения. Более поздняя габброплагиогранитная формация глубинных пород включает габброиды, тоналиты и плагиограниты, сопровождаемые интенсивным натриевым метасоматозом. К-Ar данные для амфиболитов и плагиогранитов по амфиболу, мусковиту и биотиту показывают устойчивые сходящиеся цифры в 360–370 млн. лет [22]. Завершающей развитие геосинклинального магматизма в зоне Передового хребта является средне-верхнедевонская базальт-трахитовая формация с радиологическим К-Ar возрастом в 340–350 млн. лет.

Характерно, что орогенный гранитоидный магматизм палеозойской геосинклинали относительно слабо проявлен в зоне Передового хребта (становление небольших массивов сиенит-диоритовой формации с K-Ar возрастом 250–255 млн. лет). Наиболее мощное его развитие наблюдается в соседней с юга зоне Главного хребта.

Зона Главного хребта характеризуется широким развитием кристаллических сланцев и гнейсов, прорванных и глубоко измененных гранитоидными породами верхнепалеозойской (послеранижнекарбоновой) формации. Условия догранитного полифациального регионального метаморфизма менялись от зеленосланцевой до гранулитовой фации [15].

Метаморфические толщи Главного хребта относятся к доверхнепалеозойскому структурному комплексу, отделенному от верхнепалеозойско-триасового комплекса поверхностью крупного несогласия. Вследствие глубокого и неоднократного метаморфизма допозднепалеозойская история этой зоны реконструируется лишь в самых общих чертах.

Разрез метаморфического комплекса, очевидно, непрерывен и включает в себя три серии: нижнюю – буульгенскую, среднюю – макерскую и верхнюю – лабинскую. Достаточно определенно (по находкам криноидей и сопоставлениям с палеозойскими разрезами зоны Передового хребта) устанавливается возраст только лабинской серии, который соответствует среднему девону – нижнему карбону [26, 2].

Буульгенская и макерская серии характеризуются преимущественным развитием метатерригенных отложений с подчиненным развитием метабазитов. В составе лабинской серии отмечаются метатерригенные глинисто-песчаные осадки в низах, затем смешанные терригенные и вулканогенные породы, внутриформационные конгломераты и карбонатные и терригенные образования в верхах серии.

Метаморфические породы Главного хребта прорваны среднепалеозойскими габброидами, диоритами и плагиогранитами и чрезвычайно широко распространенными гранитоидами верхнепалеозойской формации гранитов Главного хребта, представляющей собой результат гранитообразования в глубинных условиях. В составе формации установлена следующая последовательность пород: а) диориты, гранодиориты и порфировидные граниты с K-Ar возрастом в 315–320 млн. лет; б) двуслюдяные граниты – 290–300 млн. лет; в) аляскиты – 260 млн. лет [7].

Возраст метаморфических пород субстрата Главного хребта является предметом дискуссии. Долгое время большинством исследователей принимался в целом их докембрийский возраст, но в последние годы верхняя лабинская серия субстрата, как уже отмечалось, считается среднепалеозойской. Отсутствие в метаморфическом комплексе Главного хребта видимых несогласий и древних K-Ar датировок приводит некоторых исследователей к выводу о палеозойском возрасте всего этого комплекса [2]. Однако эта точка зрения не является общепринятой, и вполне реальным является существование в пределах зоны Главного хребта фрагментов древнего основания, радиометрически омоложенного при развитии палеозойской геосинклинальной системы. Полученное недавно Rb-Sr определение мусковита из пегматоидного гранита, секущего метаморфические

сланцы макерской серии, равное 790 млн. лет, как будто прямо подтверждает эти представления.

Для метаморфических пород зоны Главного хребта имеется большое количество K-Ar датировок. Наиболее часто встречающиеся значения возраста слюд из метаморфических сланцев, гранитов и пегматитов северной части Главного хребта попадают в интервал 310–330 млн. лет, соответствуя, таким образом, среднему карбону. Именно к этому времени относится формирование основной массы гранитов Главного хребта. Приведенные цифры, таким образом, определяют время варисского гранитообразования и метаморфизма.

Для южной части кристаллического ядра Главного хребта выделяется две группы значений – преимущественно раннекарбоновые (330–366 млн. лет), хорошо сопоставимые с возрастом габбро-плагиогранитной формации Передового хребта, и позднекарбоновые (290–308 млн. лет), видимо, связанные с этапом формирования гранитов Главного хребта с метаморфизмом этого времени [24]. Более древних надежных K-Ar значений возраста для кристаллических пород Главного хребта не получено.

Наряду с безусловно палеозойскими датировками для рассматриваемых пород Главного хребта имеется целый ряд мезозойских значений возраста в 140–170 млн. лет (юрские, а также меловые), свидетельствующие о широком развитии их аргонового омоложения. Оно, по-видимому, обусловлено как региональными дислокациями, так и магматическими процессами мезокайнозойского времени [24, 5, 12]. Отражением этих процессов являются, в частности, интрузивные массивы юрских и меловых гранитоидных формаций среди кристаллических пород Главного хребта.

Заключение

При сравнении древних кристаллических образований Западных Карпат и Большого Кавказа прежде всего обращает на себя внимание, что в формировании этих доальпийских образований в обоих регионах существенная роль принадлежала варисскому гранитному магматизму и метаморфизму. В этом отношении наиболее ясно коррелируются зона Главного хребта Кавказа и пояс татровепорид Западных Карпат. В них устанавливается не только общая сходная последовательность близких типов позднепалеозойских гранитоидов, но и, судя по радиологическим данным, их возрастная близость. И в той и в другой области отмечается широкое развитие варисского метаморфизма амфиболитовой фации, по крайней мере частично связанного с процессами гранитообразования. Именно эти процессы в Западных Карпатах считаются главным источником прогрессивного метаморфизма пород фундамента, они играли и весьма важную роль в формировании кристаллического комплекса Главного хребта Кавказа. В то же время в зоне Главного хребта отмечается метаморфизм гранулитовой фации, явно предшествовавший позднепалеозойским гранитоидам, а также относительно древние, среднепалеозойские K-Ar датировки кристаллических пород.

В этой связи на Карпатах особое внимание привлекают наиболее древние K-Ar датировки метаморфических сланцев Низких Татр, в том числе полученные по амфиболу и мусковиту (350–360 млн. лет). Они несколько превосходят U-Pb датировки цирконов из варисских гранитоидов татравепорид (330 млн. лет). Близкие K-Ar определения возраста метаморфизма древнего комплекса (до 360–350 млн. лет) приводятся для позднепалеозойских серий Мармарошского массива Восточных Карпат. Эти цифры позволяют предполагать здесь проявления догранитного ранневарисского полифациального метаморфизма.

На Большом Кавказе позднепалеозойский гранитоидный магматизм интенсивно развивался не только в пределах Главного хребта. Он проявлялся и в эпибайкальской Бечасынской зоне (граниты Малки, Тызыла и др.), где вызвал широкое радиологическое омоложение более древних пород. В этой зоне тем не менее сохраняются, как уже говорилось, отдельные реликтовые (ордовикские) значения K-Ar возраста образований фундамента.

При сравнении западнокарпатских догранитных супракрустальных серий с кавказскими внимание естественно концентрируется на зонах Главного и Передового хребтов, так как в Бечасынской зоне развиты отложения древнее тех, которые достоверно установлены в гемеридах и татровепоридах. По стратиграфическому объему (силур – нижний карбон) метаморфические толщи Карпат сходны с развитыми в зоне Передового хребта, но набор нижне-среднепалеозойских осадочных и вулканогенных формаций на Кавказе значительно разнообразнее. Среди относительно монотонного, флишоидного разреза палеозойских серий Карпат четко выделяются вулканогенные породы (порфироиды среднекислого состава и диабазы), которые могут коррелироваться с девонской колчеданоносной диабаз-кератофировой формацией Передового хребта.

Вопрос об участии допалеозойских пород в супракрустальных образованиях фундамента широко обсуждается для всей Кавказско-Карпатской складчатой системы. В настоящее время наблюдается отход от традиционных взглядов на глубоко метаморфизованные кристаллические толщи Карпат и Кавказа как на докембрийские образования. Полученные в последние годы геологические, радиологические и палеонтологические (в том числе палинологические) данные приводят многих исследователей к выводу о том, что накопление слоистых толщ приосевой части Большого Кавказа и Западных Карпат, как это уже отмечалось выше, а также Восточных Карпат [9, 10] происходило в течение главным образом раннего и среднего палеозоя. Однако проблема докембрийских образований в фундаменте Карпат и Главном хребте Кавказа требует дальнейших исследований. Согласно современным представлениям ряда исследователей полифациальные метаморфические комплексы, доминирующие в сложении кристаллических массивов Западных и Восточных Карпат и Главного хребта Большого Кавказа, могли образоваться в течение одного (варисского) тектоно-магматического цикла; представления о широком развитии здесь каледонских и байкальских (ассинтских) образований пока не находят подтверждения [9, 10, 26 и др.].

Среди рассмотренных комплексов примером полициклического развития могут являться метаморфические и магматические формации кристаллического фундамента Бечасынской зоны Кавказа: одна группа формаций возникла в досилурийский, видимо, байкальский этап развития, а другая является отражением в консолидированном основании эволюции располагавшейся к югу варисской геосинклинальной области.

При дальнейшем сравнительном исследовании допалыпийской истории развития Карпатско-Кавказской подвижной области представляется целесообразным одно из центральных мест уделить выяснению роли магматических пород в строении кристаллического фундамента и корреляции различных магматических формаций как наиболее чутких индикаторов геодинамических режимов подвижных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р.П., Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Рубинштейн М.И.* Материалы по геохронологии Кавказа. – Труды XV сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1969.
2. *Адамия Ш.А., Абосадзе Г.Н., Хотяновский П.А.* К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа. – Докл. АН СССР, 1973, 211, № 4.
3. *Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М., Татрашвили М.Ф., Чхотуа Т.Г., Шенгелиа Д.М.* Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. – Изв. вузов, геология и разведка, 1975, № 7.
4. *Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Борсук А.М.* и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). М., 1968.
5. *Афанасьев Г.Д., Бенеш К., Бойко А.К., Борсук А.М., Зоубек В., Каменицки Л., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П., Паливцова М., Семененко Н.П., Цамбел Б., Шуркин К.А.* Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформами. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 11.
6. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Гурбанов А.Г., Кондаков Л.А., Красивская И.С., Плошко В.В., Суханов М.К., Цветков А.А.* Магматические формации как индикаторы тектоно-магматического развития подвижных областей (на примере Кавказской подвижной области). – В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М., 1976.
7. *Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А., Лупанова Н.П., Плошко В.В.* Конкретные магматические формации Северного Кавказа. – Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 7.
8. *Бойко А.К.* Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов, 1970.
9. *Бойко А.К.* Вопросы древней геологической истории Восточных и Западных Карпат и радиометрическое датирование. Киев, 1975.
10. *Бойко А.К., Каменицки Л., Семененко Н., Цамбел Б., Щербак Н.* Часть результатов определения абсолютного возраста горных пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний. – Geol. zbornik. Geologica Carpatica, t. XXV, N 2. Bratislava, 1974.
11. *Будай Т., Кодым О., Магель М., Машка М., Матейка А., Свобода Й., Зоубек В.* Тектоническое развитие Чехословакии. М., 1963.
12. Геохронология СССР, т. II. Фанерозой. "Недра", М., 1974.
13. *Греков И.И., Лунев А.Л., Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я., Снежко Е.А., Срабонян М.Х.* Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Большого Кавказа. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 6.

14. *Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А.* Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малке. – Труды по геол. и полезн. ископаемым Сев. Кавказа, вып. 13, 1972.
15. *Заридзе Г.М., Татришвили Т.Г.* Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа. Тбилиси, 1974.
16. *Кизевальтер Д.С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа (бассейн рек Баксана и Малки). Мат. по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа. – Труды Кавказск. экспед. МГУ и ВАГТ, т.2, 1960.
17. *Красивская И.С.* О соотношении силурийских и подстилающих их отложений на Северном Кавказе. – Докл. АН СССР, 1961, 138, № 3.
18. *Красивская И.С.* Основные этапы метаморфизма досилурийских отложений междуречья Чагема и Кубани (Сев. Кавказ). – Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 6.
19. *Красивская И.С.* Досилурийские магматические формации метаморфического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа. – В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М., 1976.
20. *Кропачев С.М.* К стратиграфии среднего палеозоя Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. – В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., 1962.
21. *Лупанова Н.П.* Формации магматических пород нижнего и среднего палеозоя (Северный Кавказ). М., 1975.
22. *Плошко В.В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М. 1965.
23. *Плошко В.В., Шпорт Н.П.* Формация эклогитов Большого Кавказа. – Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 12.
24. *Рубинштейн М.М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, 1967.
25. *Сомин М.М.* Датировка абсолютного возраста кристаллических сланцев Главного Кавказского хребта и смежных областей. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, № 6.
26. *Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., 1971.
27. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1.
28. *Цамбел Б., Чорна О.* Стратиграфия кристаллического основания массива Малых Карпат в свете палинологических данных. – Сов. геол., 1975, № 1.
29. *Burchart J.* Rubidium-strocnciun isochrom ages of the crystaline cope of the Tatra mountains, Poland. – Amer. J. Science, 266, N 10, 1968.
30. *Cambel B.* Geologicko-petrografické problémy v severozápadnej časti kryštalinika Malých Karpat. – Geol. práce. Zoš., 36, Bratislava, 1954.
31. *Buday T., Cambel B., Mahel M.* Vysvetlivky k pehl' adnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M–33–XXXV, M–33–XXXVI. Geofond, Bratislava, 1962.
32. *Cambel B.* Problémy metamorfózy y stratigrafie kryštalinika Záp. Karpat s ohladom na vyskumy v oblasti Malych Karpat. – Geol. zbornik. Geol. zbornik. Geologica Carpatica, t. XXVII, N 1. Bratislava, 1976.
33. *Čorná O.* Sur la trouvaille de restes d'organisme dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. – Geol. zbornik, Geologica Carpatica, t. XIX, N 2. Bratislava, 1968.
34. *Čorná O.* O nachodke organičeskich ostatkov v betljarskich siojach (Spišsko-gemerskije ruduyje gory, Slovakija, nižnyj paleozoj). – Geol. zbornik. Geologica Carpatica, t. XXIII, N 2, 1972.
35. *Čorná O.* Kratkoje obobščenije palinologičeskich issledovanij nemych tolšč v Zapadnych Karpatach. – Geol. zbornik Slov. akad. viek (Bratislava), vol. 25, N 1, 1974.
36. *Čorná O., Kamenicky L.* Contribution ăla connaissanse de L'infrastucture des Carpathes occidentales. – Referat symposium Liblice. S., 1972.
37. *Čorná O., Kamenicky L.* Prispevok ku stratigrafii Kryštalinika Západnych Karpát na zákiade palinológie. – Geol. zbornik. Geologica Carpatica, t. XXVII, N 2, 1976.
38. *Fusán O., Gorek A., Mišík M.* Československá vlastivéda, díl I. Příroda sv. I. Praha, 1968.

39. *Grecula P.* K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria Mineralia Slovaca, Roc. c. 7, 1970_1.
40. *Grecula P.* Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerskeho rudohoria. Mineralia Slovaca, Roc. 2, č. 7, 1970_2.
41. *Grecula P.* K problemati ke kaledónskeno vrásnenia v Spišsko-gemerskom rudogori. – Geol. práce, Správy 57, Bratislava, 1971.
42. *Kamenicky J.* In *Mahel* et al. Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, sv. 1, Praha, 1967.
43. *Kantor J.* Ar^{40}/K^{40} metóda určovania absolutneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. – Geol. práce, Správy 11. Bratislava, 1957.
44. *Kantor J.* Príspevok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spatých ložísk Západnych Karpát. Acta geol. et geogr. – Univ. Comenianea, geol. N 2, Bratislava, 1959_1.
45. *Kantor J.* Príspevok ku geochronológii nizkotatranských granitoidov. – Geol. práce, zosit 55, Geol. ustav D. Stura; Bratislava, 1959_2.
46. *Kantor J.* Vek niektorých vysokotatranskich granitoidov a krystalických bridlíc podlys padioaktiveho rozpadu K^{40}. – Geol. zbornik Geologica Carpatica, t. X, N 1, Bratislava, 1959_3.
47. *Kantor J.* Prispevok k poznaniu veporidnych granitov podl'a Ar^{40}/K^{40} metódy. – Geol. práce, Správy 16; Bratislava, 1959_4.
48. *Klinec A.* K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. Geol. – Sborník vied Zap. Karpaty, t. 6, Bratislava, 1966.
49. *Klinec A., Planderova E., Mi ko O.* Staropeleozacký vek hronského komplexu veporid. Geologické práce, Správy 63, Geol. ústav D. Stura. Bratislava, 1975.
50. *Koutek J.* Geologické studie na severozápadu Nízkých Tater. – Zbornik St. geol. úst. ČSSR IX, Praha, s. 412, 1931.
51. *Mahel M.* et al. Regianální geologie ČSSR, Dil II, Západní Karpaty sv. 1, Praha, 1967.
52. *Máška M., Zoubek V., in Buday T.* a kol. Tektonický vývoj Československa, Československ. akad. vied. Praha, 1961.
53. *Snopkova P., Mahel M.* et al. Regionální geologie ČSSR deil. II. Západní Karpaty, sv. 1, 1967.
54. *Zoubek V.* Poznatky o krištalini ku Západných Karpát. – Věst. stat. geol. ústavu (Praha), 12, 1936.

Б.В. ТИМОФЕЕВ

НАХОДКИ ВЕНДСКИХ МИКРОФИТОФОССИЛИЙ ВО ФЛИШЕВОЙ ЗОНЕ ЗАКАРПАТСКОЙ ОБЛАСТИ

В Восточной части Украинских Карпат в Раховском массиве и севернее его обнаружены микрофитофоссилии позднедокембрийского возраста [4, 5, 3]. Обнаружение допалеозойских микрофоссилий в Раховском массиве не вызывает сомнений. Находки же их севернее во флишевой зоне сплошного (как принято было считать) распространения мезо-кайнозойских пород явились полной неожиданностью для многих исследователей геологии Карпат.

Совершенно неприемлемыми для многих геологов оказались наши выводы о наличии вендских отложений севернее и северо-восточнее Раховского массива по рекам Черной и Белой Тиссе и некоторым их притокам, основанные на находках микрофитофоссилий. Их считают переотложенными [1].

Микрофитофоссилии вендского возраста были найдены на продолжении флишевой зоны в Западной части Капрат (Великоберезнинский район). Они также, по нашему мнению, говорят о наличии здесь венда. И эти данные, доложенные автором на заседании Львовского геологического общества 10 января 1975 г., также были поставлены под сомнение. Микрофитофоссилии же вендского возраста опять сочтены за переотложенные. Следует сказать, что, как отмечается в упомянутых публикациях, во флишевой зоне севернее Раховского массива и в Великоберезненском районе найдены песчано-глинистые литологически сходные отложения: 1) содержащие микрофитофоссилии только вендского типа, 2) только мезо-кайнозойского типа, 3) смешанного типа, тех и других. Все они заслуживают пристального изучения.

Давно известно, что в палеонтологическом отношении карпатский флиш был изучен слабо из-за бедности его органическими остатками (Геология СССР, т. XLVIII, Карпаты, стр. 26). Кроме того, "литологические сопоставления оказываются весьма обманчивыми", и "близкие по внешнему облику и литологическому составу толщи могут повторяться в разрезе несколько раз или в разных структурно-фациальных зонах занимать различное стратиграфическое положение" (там же, стр. 26–27). Если говорить о литологическом сходстве пород рассматриваемой флишевой зоны, в которых обнаружены вендские микрофитофоссилии, и сравнивать сами микрофитофоссилии, то бросается в глаза именно большое сходство того и другого с вендом Среднего Приднестровья [6]. Карпатский флиш вовсе не беден органическими остатками; он богат ими, но они ждут еще терпеливого изучения.

Изучение флишевой зоны Закарпатья производилось нами в течение ряда лет – в 1959, 1969, 1972, 1973 и в 1974 гг. Собранный материал исследован в лаборатории биостратиграфии Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР. Определения меловых и третичных форм пыльцы, спор и микроводорослей сделаны Н.Д. Мчедлишвили.

Восточная часть Украинских Карпат

Верхневендские микрофитофоссилии встречены во флишевой зоне, примыкающей с севера и северо-востока к Раховскому кристаллическому массиву. Флишевая толща представляет собою преимущественно переслаивание песчаников различной зернистости, филлитовидных сланцев и филлитов.

На ручье Квасном, впадающем слева в Белую Тиссу (близ пос. Богдан), в его нижнем течении обнаружены: Protosphaeridium tuberculiferum Tim., P. flexuosum Tim., Trachysphaeridium laminaritum Tim, l Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., Stictosphaeridirm sinapticuliferum Tim., S. pectinare Tim. и другие виды. В том же районе неподалеку от пос. Богдан на ручье Богдан обнаружен меловой комплекс микрофоссилий. На руч. Паулек, левом притоке р. Белой Тиссы, встречен вендский комплекс микрофоссилий.

В обнажениях на р. Черной Тиссе к северу от Рахова до пос. Ясиня, у поселков Билин, Квасы, Кевелово найдены: Podoliella irregilare Tim., Protosphaeridium tuberculiferum Tim., Leisphaeridia bituminosa Tim., Stictosphaeridium sinapticuliferum Tim., Favososphaeridium sp. и другие, а также пленки Laminarites, — комплекс растительных остатков, характерный для позднего венда.

В обнажениях нижнего течения речки Стебни (до впадения в нее руч. Сидорянка) на северной окраине пос. Ясиня обнаружены: Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., Protosphaeridium planum Tim., P. laccatum Tim., P. tuberculiferum Tim., P. patelliforme Tim., P. pusillum Tim., P. rigidulum Tim., P. acis Tim., Stictosphaeridium sinapticuliferum Tim., S. implexum Tim., S. sp., Leiosphaeridia undulata sp.n., L. sp., Trachysphaeridium laminari tum Tim., Pterospermopsimorpha sp., Trematosphaeridium sp., Phycomycetes sp., Bavlinella faveolata Schep., Synsphaeridium sp., трихомы водорослей, обломки пленок Laminarites. В верхнем течении Стебни (правый приток р. Лазещины), выше устья ручья Сидорянка встречены микрофитофоссилии мелового возраста, как и в нижнем течении другого притока Лазещины — р. Лопушанки (западнее пос. Ясиня).

Неподалеку от пос. Ясиня в обнажениях на ручье Свидовец (правый приток Черной Тиссы) обнаружены микрофитофоссилии верхнего венда.

Вендские микрофитофоссилии встречены в обнажениях, расположенных к северо-западу от Рахова по дороге на Косовскую Поляну. Здесь найдены характерные для верхов венда Podoliella irregulare Tim. и P. regulare Tim. Верхневендские виды обнаружены и в глинистых сланцах, выходящих на р. М. Шопурка у пос. Кобылецкая Поляна.

В верхнем течении р. Тересвы близ впадения в нее (слева) руч. Озорел в темно-серых аргиллитах отмечены: Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., P. sp., Trachysphaeridium laminaritum Tim., Protosphaeridium tuberciliferum Tim., P. rigidulum Tim., Stictosphaeridium pectinale Tim., Toromorpha sp. и другие характерные для верхов венда микрофитофоссилии. В темно-серых аргиллитах, выходящих в нижнем течении руч. Озорел, найдены подобные, но более разнообразные растительные остатки. Кроме вышеперечисленных здесь встречены: Protosphaeridium acis Tim.,

P. densum Tim., P. discum Tim., P. laccatum Tim., P. patelliforme Tim., P. scabridum Tim., Nucellosphaeridium minutum Tim., Stictosphaeridium sinapticuliferum Tim., Favososphaeridium sp., Bavlinella sp., Turuchanica ternata Tim., Synsphaeridium sp., пленки типа Laminarites, трихомы и бодайбинии. Этот комплекс характерен для верхов венда, для каниловской свиты Среднего Приднестровья. Типичные верхневендские микрофитофоссилии выявлены в обнажениях, находящихся на р. Тересве (правый приток Тиссы) близ пос. Усть-Чорна, и в низовье левого притока Тересвы - речке Брустуранке.

В 2,5 км выше устья ручья Озорел в обнажении темно-серых аргиллитов на левом берегу ручья встречен смешанный комплекс микрофитофоссилий – вендских и меловых. Подобное же смешение древних и молодых растительных остатков обнаружены в образце, взятом на уже упоминавшейся речке Брустуранке из обнажения, расположенного в 13,7 км от устья.

В литологически однородных глинисто-алевритовых породах флишевой зоны в бассейне верхнего течения рек Теребли и Рики, правых притоков Тиссы, наряду с мезо-кайнозойскими микрофитофоссилиями, включая пыльцу хвойных и споры папоротников, спорадически встречаются типичные поздневендские комплексы растительных остатков. Это обстоятельство не может не указывать на сложную историю образования Карпатского флиша.

Западная часть Украинских Карпат

Маршрутные исследования в 1973 году производились от Ужгорода, вверх по р. Уж, по Ужгородско-Львовскому шоссе до пос. Ставное, который расположен вблизи Ужокского перевала. Этот западный участок Украинских Карпат, граничащий с Чехословакией и Польшей, известен как область сплошного распространения третичных и меловых отложений, тем больший интерес вызывают находки в этом районе вендских микрофитофоссилий.

В обнажении глинистых сланцев у пос. Великий Березный обнаружены типичные верхневендские микрофоссилии: Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., Trachysphaeridium laminaritum Tim., Protosphaeridium densum Tim., P. laccatum Tim., P. acis Tim., P. rigidulum Tim., P. sp., Stictosphaeridium implexum Tim., Favososphaeridium sp., Trematosphaeridium sp., Synsphaeridium sp., Symplassosphaeridium sp., Turuchanica ternata Tim. и пленки Laminarites. На некоторых формах из рода Protosphaeridium можно видеть процесс деления клетки – явление, нередко наблюдаемое у позднедокембрийских одноклеточных водорослей. Важно отметить и другое обстоятельство – в районе Великого Березного на геологических картах обозначено поле распространения верхнемеловых пород флишевой зоны.

В обнажении серых глинистых сланцев, слоистых алевролитов и песчаников у пос. Соль (80 км к северу от Ужгорода по шоссе в сторону Львова) также встречен вендский комплекс растительных остатков: Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., Protosphaeridium tuberculiferum Tim.,

P. densum Tim., P. sp., Stictosphaeridium implexum Tim., S. sinapticuliferum Tim., Ethmosphaeridium sp., Trachysphaeridium laminaritum Tim., Zonosphaeridium sp., Kildinella sp., Macroptycha biplicata Tim., пленки Laminarites. Особенно много форм из рода Podoliella, весьма характерного для поздневендских отложений юго-западной части Русской платформы (Подолия и Молдавия).

В одном километре по дороге от д. Соль к селу Княгинину на левом берегу ручья в небольшом обнажении темно-серых сланцев и аргиллитов обнаружен смешанный комплекс поздневендских и верхнемеловых микрофитофоссилий. Поздневендские виды: Podoliella regulare Tim., Protosphaeridium tuberculiferum Tim., P. sp., пленки Laminarites. Среди меловых форм выделяются пыльца хвойных и диакродиевые оболочки. Смешение разновозрастных растительных остатков не может не указывать, по нашему мнению, на близкое соседство верхнемеловых и поздневендских отложений, обычное для зоны обрамления черного флиша южного склона Карпат. В этом отношении характерно нахождение в соседнем обнажении типично верхневендского комплекса микрофоссилий без какой-либо примеси элементов более молодой микроальгофлоры.

На южной окраине с. Соль из обнажения темно-серых аргиллитов извлечены: Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., Trachysphaeridium laminaritum Tim., Protosphaeridium densum Tim., P. laccatum Tim., Stictosphaeridium pectinale Tim., Zonosphaeridium sorediforme Tim., Phycomycetes, пленки Laminarites, обрывки трихомов водорослей, растительный детрит, указывающие на поздний венд.

В обнажении темно-серых глинистых сланцев (и массивных аркозовых песчаников), в сланцах у д. Стричава (75 км от Ужгорода) найдены верхневендские микрофитофоссилии: Podoliella irregulare Tim., P. regulare Tim., Stictosphaeridium sinapticuliferum Tim., S. pectinale Tim., Trachysphaeridium laminaritum Tim., Protosphaeridium gyratum Tim. Интересно отметить находку делящейся пары клеток из вида Podoliella regulare Tim.

Подобные же находки вендских растительных остатков обнаружены в обнажениях у села Ставного и у деревни Кострин на Ужгородском шоссе. Иногда они встречаются с примесью молодых элементов флоры.

Все указанные многочисленные местонахождения позднедокембрийского фитопланктона, к тому же хорошей сохранности, не могут быть объяснены процессами переотложения (хотя и они иногда имеют место). Есть все основания считать, что во флишевой зоне южного склона Украинских Карпат распространены вендские отложения. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что большинство находок вендских микрофитофоссилий флишевой зоны, как в западной, так и в восточной ее частях, приурочено к районам распространения меловых отложений, как это показано на геологических картах. Упомянутые находки не могут не указывать на то, что геологическая история Карпат (особенно образование флишевой зоны и ее строение) была сложной, таящей в себе до сих пор много неизвестного и неясного. Палеофитологические исследования могут внести много нового в геологическое изучение Карпатской Горной страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бызова С.Л., Рудаков С.Г.* О вендских отложениях Восточного Закарпатья. – Изв. АН СССР, сер. геологич., 1975, № 11, с. 150–152.
2. Геология СССР, т. XLVIII, Карпаты.
3. *Казаков А.Н., Тимофеев Б.В.* Новая позднедокембрийская (верхневендская) толща в Советских Карпатах. – В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. 1974, с. 27–30.
4. *Тимофеев Б.В.* Микропалеофитологическое исследование древних свит. 1966, с. 240.
5. *Тимофеев Б.В.* Микрофитофоссилии докембрия Украины. 1973, с. 100.
6. *Тимофеев Б.В.* Украинские Карпаты. – В кн.: Б.В. Тимофеева, Т.Н. Герман, Н.С. Михайловой "Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордивика". Л., 1976.

М. ЖАБКА, Н.Ю. ЛЕВКОВСКАЯ, Г.Я. ТЕРЕЦ

СЕПАРАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Согласно договора о содружестве между геологическими учреждениями Академии наук ЧССР и СССР в лаборатории обогащения Института геохимии и физики минералов АН УССР обработано 26 проб кристаллических горных пород Западных Карпат для определения их абсолютного возраста. В настоящей статье рассматриваются кристалломорфологические особенности и методики выделения акцессорного циркона из этих пород.

Указанные 26 проб весом 30–50 кг представлены гранитами (6), гранодиоритами (5), пегматитами (1), кварцитами (2), сланцами (1), гнейсами (2), мигматитами (1), метаэффузивами (6) и амфиболитами (2).

Выделение из них акцессорного циркона проводилось по двум схемам. В основу схем были положены главным образом структурно-текстурные и минеральные особенности исследуемых пород.

Среднезернистые породы (пробы I, II, III, V, VIII, XII, АУ-3, АУ-5, ГУ-5, ГУ-7, ГУ-8, ГУ-10, ГУ-11) обрабатывались по схеме, представленной на рис. 1.

Дробление проб осуществлялось в щековых и валковых дробилках и проводилось стадиально с тем, чтобы обеспечить максимальный выход акцессорных минералов, сохранить целостность их кристаллов, уменьшить образование шламистой фракции и свести к минимуму количество сростков.

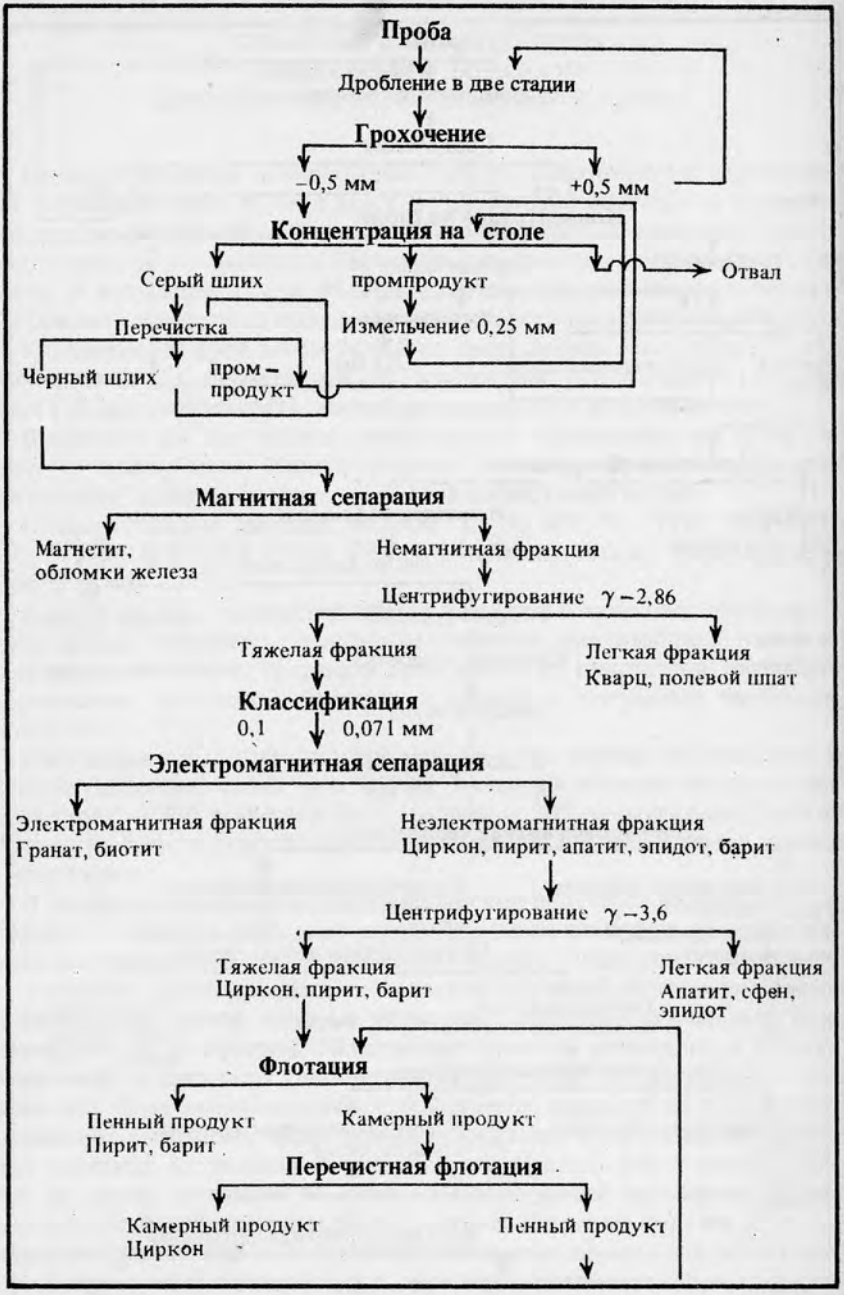
Дробленые породы крупностью меньше 1 мм дважды промывались на концентрационном столе типа КЦ-30. Режим обработки: число качаний деки стола – 300 в минуту, угол наклона – 10°, расход воды 0,5 $м^3$/час. Промежуточные продукты доизмельчались до 0,5 мм и вновь дважды промывались.

В результате гравитационного обогащения получался черный шлих, из которого в мокром виде постоянным магнитом оттягивались магнетит и обломки свободного (металлического) железа. Последние отслаиваются от трущихся частей дробилок и являются причиной образования пленок гидроокислов железа, которые загрязняют акцессорные минералы и цементируют их в агрегаты. Немагнитная фракция подвергалась сушке и разделению в жидкости удельного веса 2,89 г/$см^3$ на тяжелую и легкую фракции. Часть минералов тяжелой фракции, несмотря на проведенную магнитную сепарацию, часто остается покрытой гидроокислами железа. Для удаления их тяжелая фракция обрабатывалась 10% соляной кислотой на холоду в течение 10 минут с последующей промывкой дистиллированной водой до нейтральной реакции. Удаление корочек и пленок гидроокислов железа с поверхности минералов происходит значительно интенсивнее, если солянокислую обработку проводить в механической мешалке.

После кислотной обработки тяжелая фракция рассеивалась на ситах с размером ячеек 0,25 и 0,1 мм. Полученные классы раздельно сепарирова-



Рис. 1. Схема сепарации акцессорных минералов из среднезернистых пород



Р и с. 2. Схема сепарации акцессорного циркона из мелкозернистых пород

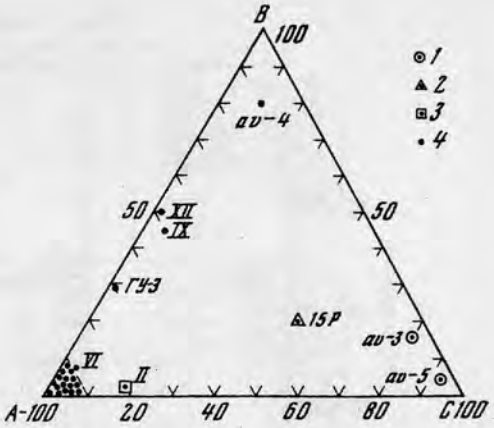


Рис. 3. Распределение форм зерен циркона в кристаллических породах Западных Карпат

A – идиоморфные кристаллы; *B* – субидиоморфные кристаллы; *C* – округленные зерна

1 – кварциты; *2* – сланцы; *3* – мигматиты; *4* – граниты, гранодиориты, метаэффузивы

лись на роликовом электромагнитном сепараторе при напряженности магнитного поля 3500 эрстед. При таком режиме в электромагнитной фракции концентрируются гранат, амфиболы, пироксены, биотит и титано-магнетит, а в неэлектромагнитной – монацит, сфен, эпидот, циркон, апатит и барит. Дальнейшее сепарирование циркона осуществлялось путем деления неэлектромагнитных фракций в жидкости удельного веса 3,6 г/см^3. При наличии в этих фракциях сростков акцессорных минералов с породообразующими они предварительно вручную додрабливались в фарфоровой ступке.

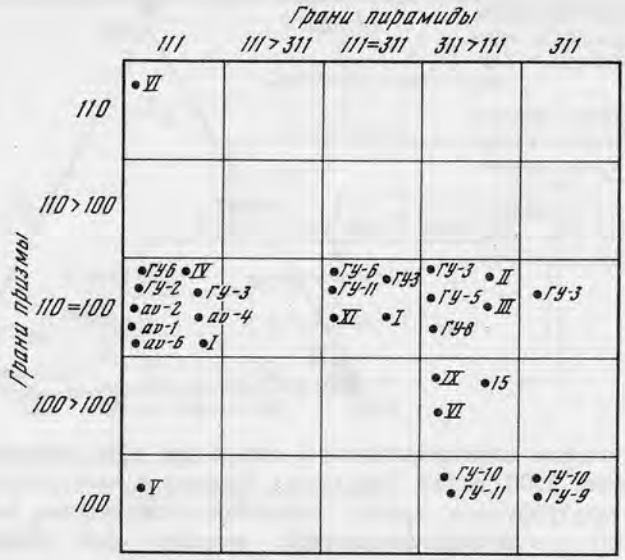
В результате такого деления в легкой фракции концентрируются апатит, эпидот, сфен и выдрабливающиеся полевой шпат, кварц, биотит и амфиболы, а в тяжелой – монацит, циркон и пирит. Отделение монацита от тяжелой фракции (цирконового концентрата) производилось на ручном электромагните системы Окунева при напряженности магнитного поля

Таблица I

Содержание циркона в кристаллических породах Западных Карпат*

Наименование породы	Количество проб	Содержание, г/т	
		пределы	среднее
Гранодиориты	5	5–160	55
Граниты	6	3–68	41
Метаэффузивы	6	9–36	21
Амфиболиты	2	ед. зн.	зн.
Гранито-гнейс	1	49	49
Мигматиты	1	80	80
Пегматит	1	1;0	1,0
Гранулит	1	22	22
Кварциты	2	72–98	85

* Без учета потерь при дроблении и промывке.



Р и с. 4. Распределение различных типов кристаллов циркона в кристаллических породах Западных Карпат

5700 эрстед. Отделение пирита путем обжига при температуре 450°С в течение 15 мин.

Цирконовый концентрат после обжига помещался в фарфоровую ступку с дистиллированной водой и резиновым пестиком в нем разрушалась окалина, образовавшаяся от сгорания пирита. После удаления методом декантации глинистой части цирконовый концентрат становился пригодным для определения возраста.

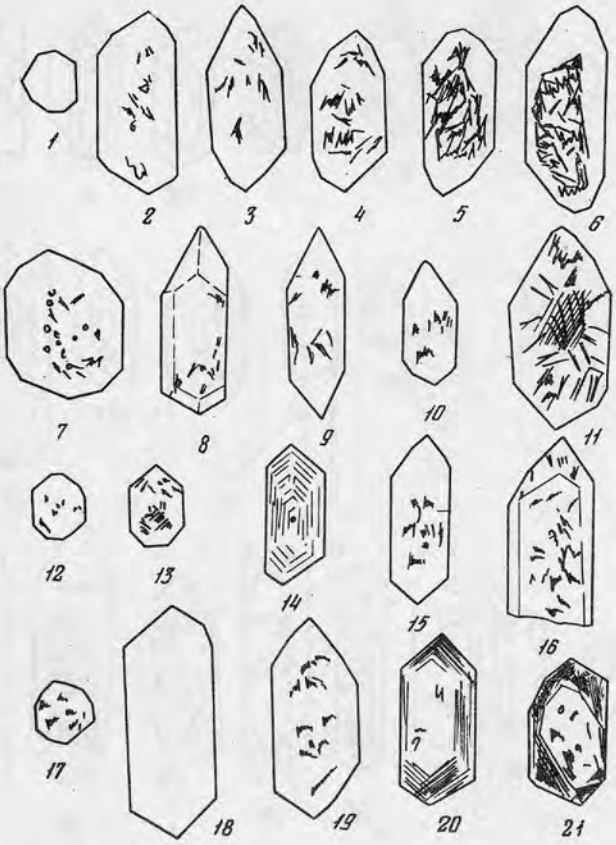
Из мелкозернистых пород (пробы АУ-I, АУ-2, АУ-4, АУ-6, VI, VII, X, XI) акцессорный циркон выделялся по схеме,приведенной на рис. 2.

Породы измельчались до крупности 0,5 мм и промывались на концентрационном столе. Режим промывки: число качаний деки стола – 370 в минуту, угол наклона 12°, расход воды 0,55 $м^3$/час.

Из черного шлиха до его сушки простым магнитом оттягивались магнитные минералы, после чего он сушился и делился в жидкости удельного веса 2,86 г/$см^3$. Тяжелая фракция рассеивалась далее на классы 0,1 и 0,071 мм и раздельно сепарировалась на роликовом сепараторе при напряженности магнитного поля 4000 эрстед. Электромагнитная фракция перечищалась дважды, а неэлектромагнитная центрифугировалась в жидкости удельного веса 3,6 г/$см^3$.

В легкой фракции концентрировались эпидот, апатит и сфен, а в тяжелой – циркон, пирит и иногда барит. Пирит из цирконового концентрата флотировался в содовой среде бутиловым ксантогенатом, барит–окисленным рисайклом.

Поскольку при прокаливании циркон обесцвечивается, кристалломорфологические исследования проводились до удаления пирита из цирконо-



Р и с. 5. Внутреннее строение кристаллов циркона из гранодиоритов в иммерсионных препаратах

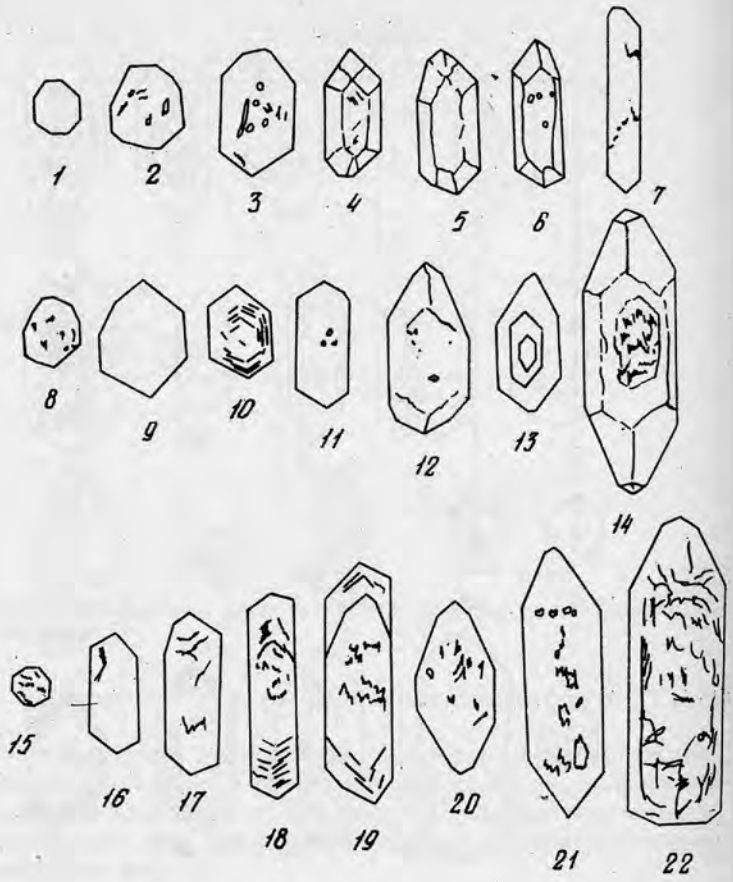
1–6, пр. I, Татриды, Трибеч; *7–11*, пр. ГУ-9, Высокие Татры, Штребское озеро; *12–16* пр. ГУ-5, типа Сигла из Вепорид; *17–21* пр. VIII, Татриды, вершина горы Хопок

вой фракции. Эти исследования включали изучение формы, окраски, характера поверхности и внутреннего строения зерен циркона, позволяющие сделать вывод о его генезисе.

Предварительные результаты таких исследований изложены ранее [1,2].

Проведенные исследования указывают на чрезвычайно неравномерное распределение циркона в кристаллических образованиях Западных Карпат (табл. 1). Относительно высокая его концентрация характерна для кварцитов (72–100 г/т) и низкая для кислых эффузивов (9–40 г/т). В гранитоидах содержание циркона колеблется в пределах 3–160 г/т.

В количестве, достаточном для определения изотопного возраста, циркон был установлен в 12 из 26 изученных проб.



Р и с. 6. Внутреннее строение кристаллов циркона из гранитов

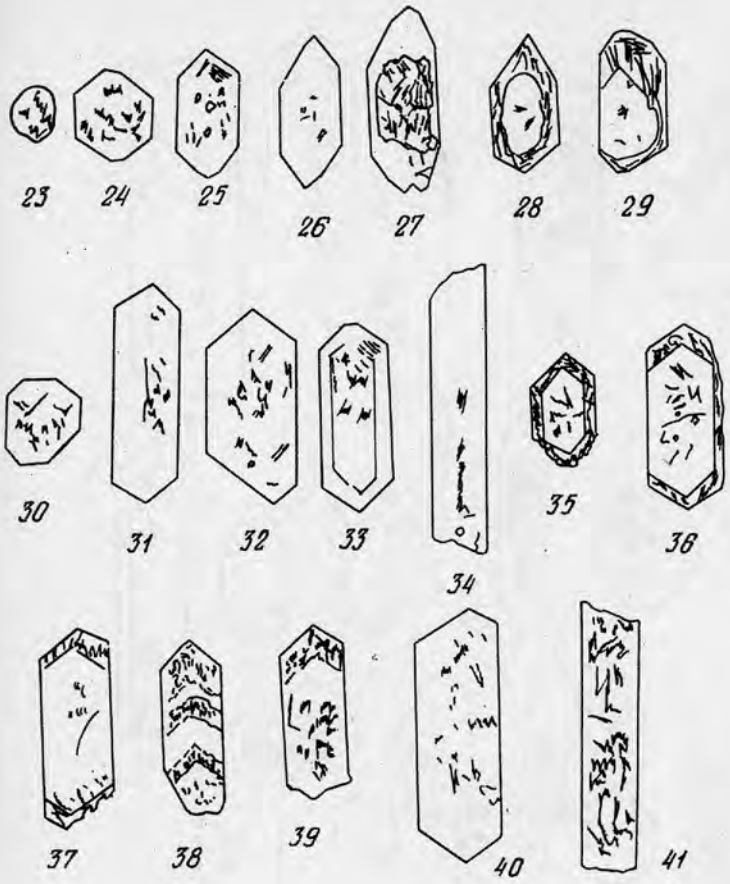
1–7, пр. ГУ-8, из Малой Татры; *8–14*, пр. IX, Низкие Татры, Вышна Боца; *30–36*, пр. ГУ-2, типа Грончок, Вепориды; *37–41*, пр. V, Вепориды, зона Когута

Морфология кристаллов циркона из большей части рассмотренных пород характеризуется отчетливым идиоморфизмом (рис. 3).

Округленные зерна составляют основную массу лишь в кварцитах (80–95%). Количество их уменьшается до 50% в сланцах и до 20% в мигматитах. Примесь округленных зерен циркона в количестве до 10% в отдельных пробах метаэффузивов (пр. АУ-4) свидетельствует о смешанном генезисе этих пород.

Среди идиоморфных кристаллов наиболее высоким совершенством огранки отличается циркон из некоторых гранитоидов (пр. ГУ-9, ГУ-8, ГУ-10 и ГУ-11).

Основными губитусными гранями кристаллов являются призмы первого {110} и второго {100} рода, а также бипирамиды {111} и {311}. Их раз-



личное сочетание и неодинаковое площадное развитие определяют основные морфологические типы и облик кристаллов.

Среди идиоморфных кристаллов выделяются следующие основные морфологические типы:

1) сложноограненные кристаллы изометричного облика, $К_у$=1,0–1,5;

2) кристаллы гиацинтового типа столбчатого облика с тупыми или острыми копьевидными головками, $К_у$=2,0 –3,0;

3) кристаллы промежуточного типа с тупыми или острыми головками столбчатого ($К_у$=2,0–3,0), реже игловидного ($К_у$=3,0–5,0) облика;

4) кристаллы цирконового типа столбчатого облика, $К_у$=2,0–3,0.

Распределение выделенных типов в изученных разновидностях пород иллюстрируется рис. 4. Из последнего видно, что большая часть кристаллов циркона относится к дитетрагональному промежуточному типу, у которого обе призмы развиты одинаково. Тетрагональные кристаллы гиацинтового типа встречены только в гранодиоритах (пр. ГУ-9)

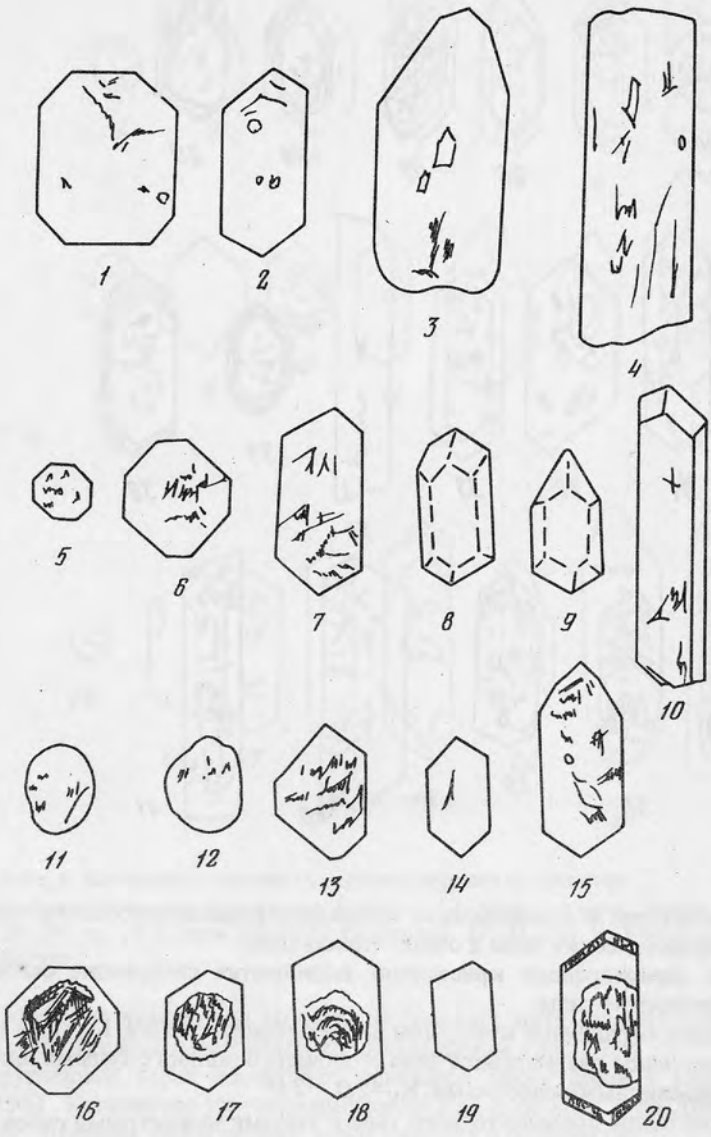
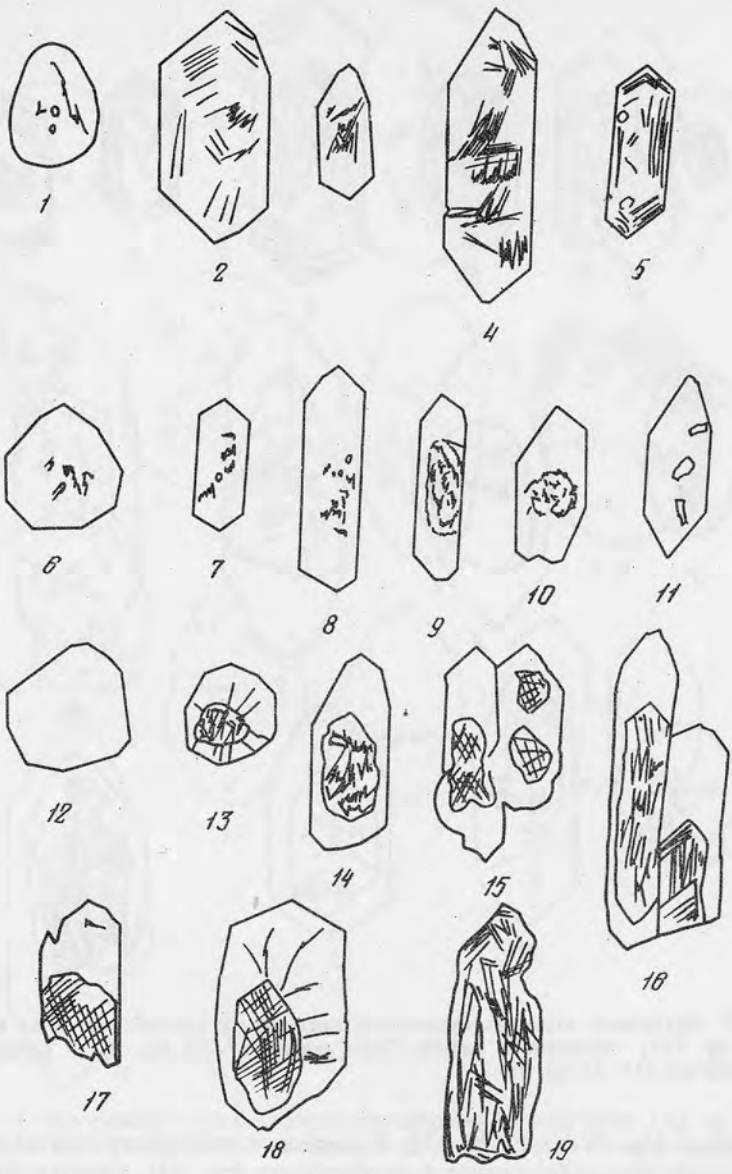


Рис. 7. Внутреннее строение кристаллов циркона из метаэффузивов Спишско-Гемерского Рудогорья

1–4, пр. АУ-1, г. Добшин; *5–10*, пр. АУ-2, у Стромиша; *11–15*, пр. АУ-4, у Пачи; *16–20*, пр. АУ-6, у Гельцмановце



Р и с. 8. Внутреннее строение кристаллов циркона из порфироидов района Рожнявы (*1–5*, пр. VI); порфиритов зоны Крякловска (*6–11*), пр. VII гранулитов, Чешско-Моравская высота (*12–19*, пр. XII)

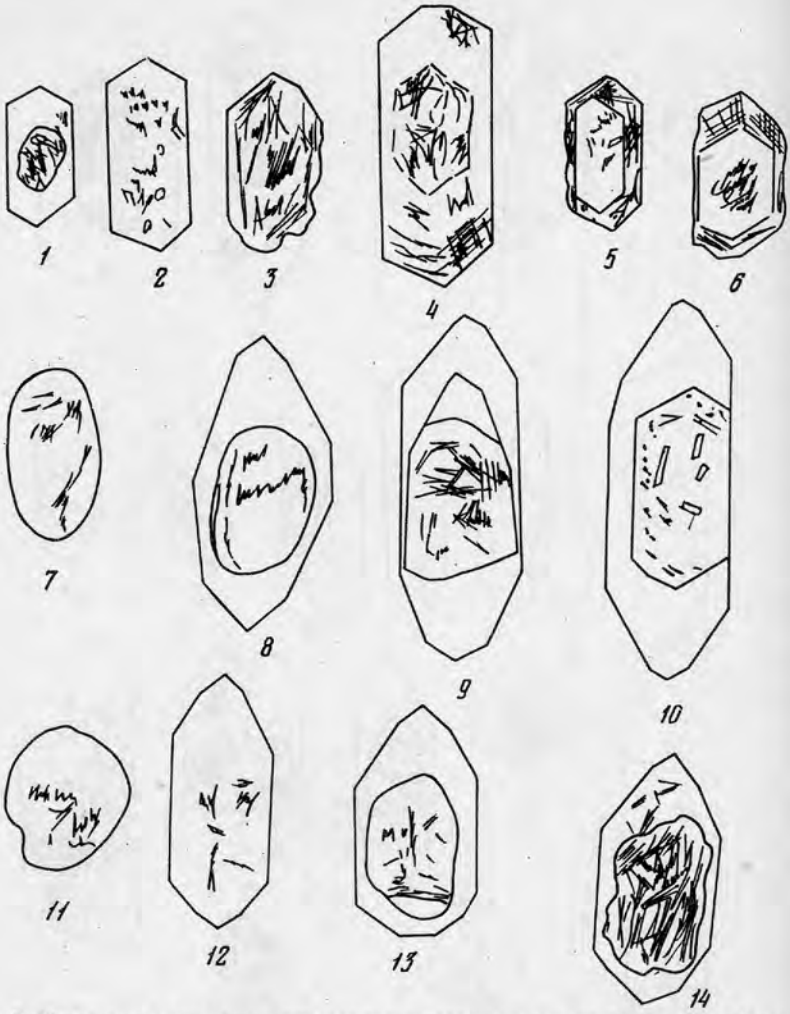


Рис. 9. Внутреннее строение кристаллов циркона из ортогнейсов зоны Когута (*1–6*, пр. IV); мигматитов района Тале-Срдечко (*7–10*, пр. II); пегматитов Тале-Срдечко (*11–14*, пр. III)

и гранитах (пр. ГУ-10, ГУ-11 и V). Кристаллы цирконового типа в небольшом количестве наблюдаются в порфироидах (пр. VI). Простые формы головок {111} характерны главным образом для циркона из кислых метаэффузивов Спишско-Гемерского Рудогорья. Для большинства же остальных пород характерно присутствие кристаллов циркона как с тупыми {111}, так и с острыми {311} копьевидными головками. Кроме того, почти во всех гранитоидах присутствуют в количестве 5–20% сложногранненные изометричные кристаллы. Они отличаются прозрачностью, чистотой зерен, сильным алмазным блеском и представляют собой, очевидно,

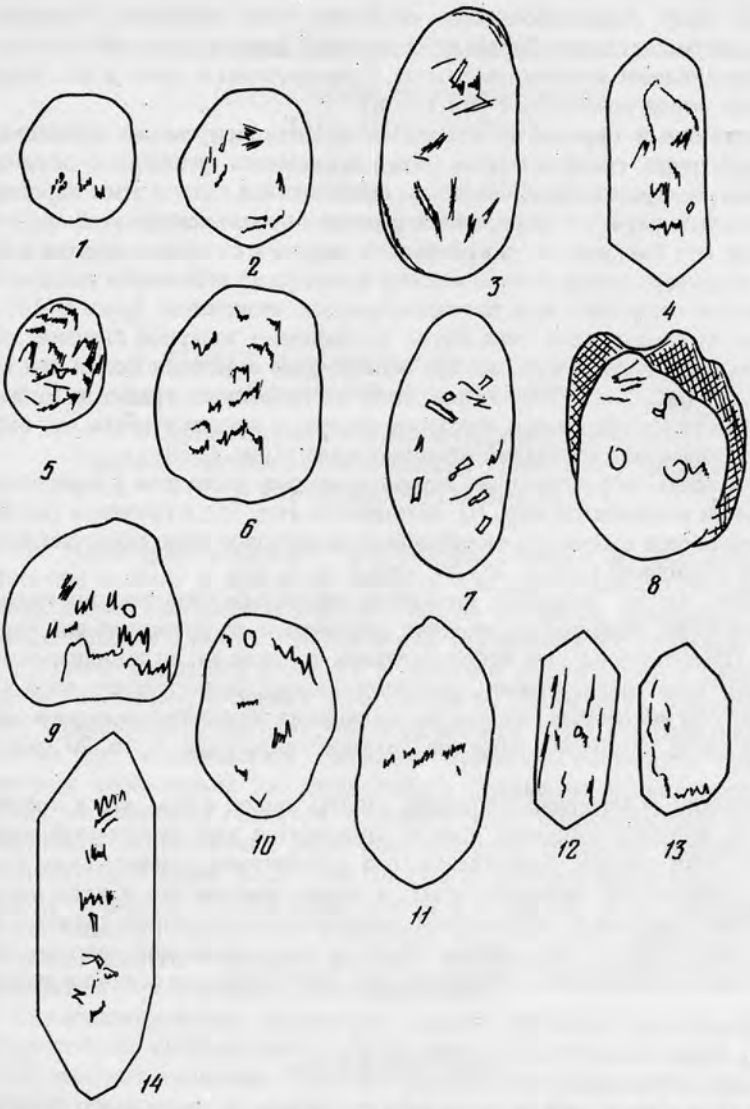


Рис. 10. Внутреннее строение кристаллов циркона из кварцитов *1–4*, пр. АУ-3, у Смольника; *1–8*, пр. АУ-5, у Мнишека и Д-14, пр. 15-р из выветрелых сланцев (Каолиново)

наиболее раннюю генерацию циркона. Кристаллы циркона игловидного облика характерны для гранитов типа Грончок (пр. ГУ-2).

Окраска циркона изменяется в достаточно широком диапазоне. В гранитоидах и метаэффузивах преобладает светлоокрашенный прозрачный циркон – розовый, сиреневый, серый, желтый или бесцветный, причем

каждому типу пород свойствен свой цвет этого минерала. Отдельную группу составляет желто-бурый непрозрачный циркон, который встречается в подчиненном количестве вместе с прозрачным и лишь в некоторых разностях пород преобладает (пр. IV, АУ–6).

Кластогенный циркон из кварцитов представлен смесью нескольких цветовых групп, среди которых резко выделяется интенсивно окрашенная пурпурно-красная разновидность, свойственная только этим породам.

Результаты изучения внутреннего строения в иммерсионных препаратах показали, что большая часть кристаллов циркона из гранодиоритов и гранитов характеризуется однородностью и содержит небольшое количество прозрачных округлых или палочкообразных включений (рис. 5–10). У циркона из гранитоидов типа Сигла установлено зонарное строение, при котором наблюдается чередование тонких едва заметных колец или слоев роста (рис. 5, 13–14). У цирконов из гибридных гранитов Доброча (пр. ГУ-11) прослеживается эволюция формы в процессе роста, что выражается в изменении очертаний зонарных колец (рис. 6, 19).

Зональность, обусловленная гетерогенностью, выявлена у кристаллов циркона из мигматитов (пр. II), пегматитов (пр. III) и гранитов (пр.IX). Она выражается в том, что округленное раликтовое ядро обрастает более поздней оболочкой (рис. 6, 28–29; рис. 9, 8; 9, 13).

Особое место занимает циркон из некоторых гранитов, для которого характерно большое количество различного рода включений (пр.V, ГУ-2). Представлены они непрозрачными точечными, игловидными или пластинчатыми выделениями, расположенными беспорядочно по всему кристаллу. В некоторых случаях эти включения сосредоточиваются в центральной части кристалла, образуя "ложное" ядро (рис. 7, 16, 20; рис. 5, 5–6).

Приведенный материал позволяет сделать вывод о том, что в кристаллических породах Западных Карпат содержится как аутигенный, так и кластогенный циркон. Естественно, что присутствие кластогенного материала в некоторых метаэффузивах, а также наличие его в виде ядер в кристаллах циркона из мигматитов, пегматитов и некоторых гранитов будет завышать возраст этих пород. Поэтому результаты минералогических исследований необходимо учитывать при интерпретации радиологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бойко А.К., Каменицки Л., Семененко Н.П., Цамбел Б., Щербак Н.П.* Часть результатов определения абсолютного возраста горных пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний.
2. Геологический сборник, геология Карпат–XXV, 1, Братислава, июнь, 1974.

ОЛОВОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Б. ЦАМБЕЛ, Л. КАМЕНИЦКИЙ, И. МАТУЛА, М.Г. РУБ, В.А. ПАВЛОВ, Н.А. АШИХМИНА

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ СЛОВАКИИ И НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ СССР

На территории Словакии оловоносные граниты в настоящее время известны только в пределах гемерид Спишско-Гемерского Рудогорья, являющихся восточной составной частью сложного складчатого сооружения Западных Карпат. Общие черты геологического строения региона и основные этапы его развития в палеозое рассмотрены в специальной статье настоящего сборника (см. статью Б. Цамбела, Л. Каменицкого и И.С. Красивской), поэтому мы ограничимся лишь краткой характеристикой тех особенностей геологии Спишско-Гемерского Рудогорья, которые необходимы для правильного понимания структурного положения оловоносных гранитов. В основу такой характеристики положены результаты исследований ряда чехословацких геологов, отраженные на Геологической карте ЧССР 1966 года и в некоторых более поздних публикациях. Согласно этим данным в строении структурного комплекса гемерид Спишско-Гемерского Рудогорья ведущая роль принадлежит образованиям раннего и позднего палеозоя, тогда как мезозойские отложения пользуются ограниченным распространением.

Нижнепалеозойские образования слагают крупный антиклинорий преимущественно субширотного простирания, осложненный серией складок более высоких порядков. В его центральной части обнажаются геосинклинальные осадочные и вулканогенные отложения гельницкой группы (поздний кембрий – силур), а в крыльях появляются более молодые образования раковецкой группы (девон). Среди осадочных пород гельницкой группы превалируют флишевые фации, представленные песчаниками, глинистыми, песчанистыми и графитистыми сланцами с прослоями лидитов сидеритовых и анкеритовых пород. Указанный комплекс осадков в нижней части разреза вмещает вулканиты кислого состава (кварцевые порфиры и их туфы). Подобный характер осадочного разреза сохраняется и для раковецкой группы, однако входящие в ее состав вулканогенные породы представлены диабазами и их туфами.

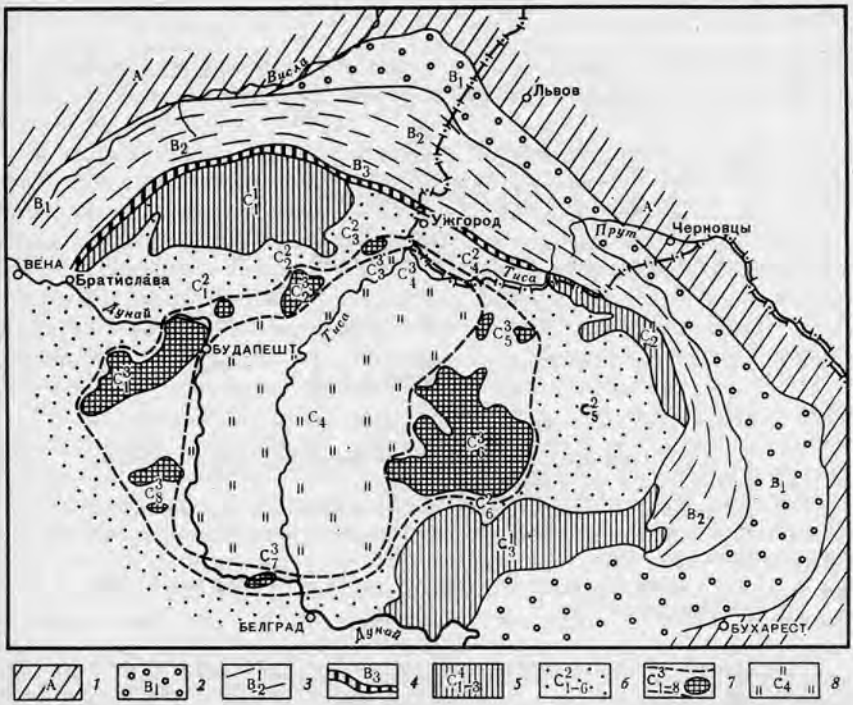
Геосинклинальный характер сохраняется и для верхнепалеозойских образований, среди которых выделяются карбоновые и пермские. В основании отложений верхнего палеозоя залегают вестфальские базальные конгломераты, несогласно перекрывающие метаморфизованные породы раковецкой группы и несущие обильную гальку последних. В целом карбоновые отложения несут признаки мелководных морских образований.

Венчающие верхнепалеозойский разрез отложения перми в северной части региона представлены терригенными образованиями (конгломераты, песчаники, сланцы), переслаивающимися с кварцевыми порфирами, их туфами и туффитами. На юге континентальные фации перми сменяются морскими (серые песчаники с прослоями сланцев, песчанистых и кремнистых известняков).

Мезозойские образования Спишско-Гемерского Рудогорья представлены главным образом продуктами триас-юрского инициального магматизма (аполерцолитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, диабазы, их туфы и др.). Они выполняют ряд небольших прогибов по северной и южной окраинам гемерид рассматриваемого района, несут признаки зеленокаменного изменения и воздействия ларамийской фазы складчатости, вслед за которой и происходило внедрение гемеридных оловоносных гранитов Словакии.

Таким образом, в пределах Спишско-Гемерского Рудогорья, как и для всей подвижной области Карпат, отчетливо наблюдается преемственность геосинклинальных режимов геологического развития на протяжении каледонского, герцинского и альпийского циклов. При этом Внутренние Карпаты, в отличие от миогеосинклинали Внешних Карпат, развивались в эвгеосинклинальных условиях. В результате проявления ряда этапов метаморфизма и магматизма Внутренние Карпаты были консолидированы и в альпийском цикле выступали как срединный массив, в пределах которого поверхность М залегает на глубинах порядка 30 км, а мощность осадочного слоя не превышает 5 км [3].

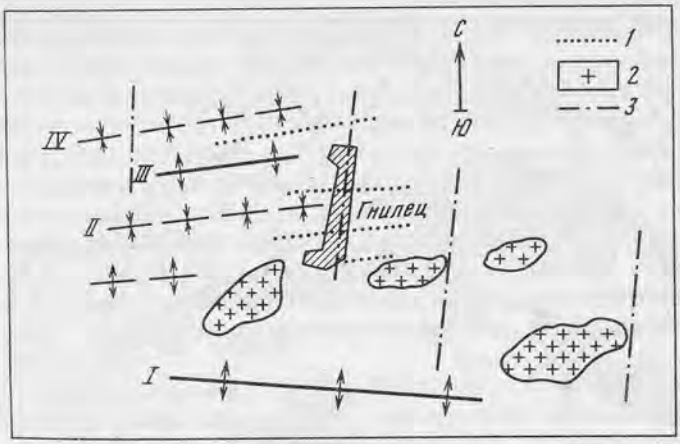
Составной частью последнего является и Западно-Карпатский центральный массив (рис. 1), с восточной половиной которого совпадает область развития оловоносных гранитов. В связи с альпийским тектогенезом происходила активизация этого относительно стабильного блока. Причем, как и во всех Внутренних Карпатах, этот процесс в Западно-Карпатском массиве имел отчетливо центростремительный характер, когда каждая последующая фаза тектономагматической активизации охватывала все более внутренние его части. Этим, на наш взгляд, и объясняется пространственная разобщенность оловоносных гемередных гранитов с мезозойскими прогибами, поскольку проявившиеся после ларамийской фазы складчатости орогенические движения альпийского цикла вызвали общее вздымание области Спишско-Гемерского Рудогорья. Особенно интенсивное вздымание охватило, по-видимому, приосевые части проявленной здесь крупной антиклинальной структуры, где преимущественно и развиты гемеридные граниты. О связи формирования их с процессами тектономагматической активизации свидетельствует и автономность ориентировки разрывных структур, контролирующих размещение гранитных тел, от структурного плана вмещающих их палеозойских отложений [10].



Р и с. 1. Схема тектонического районирования Карпат [3]

A – внешняя зона или геосинклинальная рама; B_1 – Предкарпатский, передовой прогиб; B_2 – флишевая зона; C^1 – внутрикарпатские центральные массивы (индексы внизу): *1* – Западно-Карпатские, *2* – Марамурсшский, *3* – Южные Карпаты; C^2 – зона внутренних прогибов (индексы внизу): *1* – Подунайская впадина; *2* – Южно-Словацкая впадина, *3* – Восточно-Словацкая впадина, *4* – Закарпатский прогиб, *5* – Трансильванская впадина, *6* – Мурешская впадина; C^3 – зона горстов (индексы внизу): *1* – Задунайский, *2* – Северо-Венгерский, *3* – Земплинский, *4* – Береговский, *5* – Феджет, *6* – Апусени, *7* – Фрушка Гура, *8* – Мечек; C^4 – Большая Венгерская впадина

Гемеридные граниты слагают серию небольших (площадью 1–2 кв.км) штоко- и дайкообразных тел. Обычно они локализованы в осевых частях субширотных антиклинальных складок второго порядка (рис. 2) и залегают в основном среди образований гельницкой группы. Гораздо реже они интрудируют породы раковецкой группы. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом по кали-натровому полевому шпату, для рассматриваемых гранитов определен в 98 млн. лет [13], а для сопровождающих их кварцевых прожилков – 93 млн. лет [14], что соответствует верхнему мелу. В контактовых ареалах тел гемеридных гранитов вмещающие осадочные породы превращены в роговики, пятнистые или узловатые сланцы, а кислые вулканиты испытывают перекристаллизацию основной массы, серицитизацию, неравномерную мусковитизацию и калишпатизацию.



Р и с. 2. Схема размещения массивов гнилецкой группы гемеридных гранитов по Э. Дрнзику [10]

I – гнилецкая антиклиналь, *II* – синклинальная зона Бабина, *III* – Гнилецкая антиклинальная зона, *IV* – синклинальная зона Млинки

1 – кварц- и сидерит-сульфидные жилы; *2* – граниты: *3* – разрывные нарушения

Гемеридные граниты Спишско-Гемерского Рудогорья с момента выделения их в середине XIX в. являлись объектом изучения целого ряда исследователей. Однако особенно пристальное внимание они привлекли после постановки в районе поисковых работ на олово. В результате указанных работ было выявлено оловорудное проявление в контактовой зоне массива Гнилец и установлено, что гемеридные (гнилецкие) граниты перспективны в отношении оловянного, вольфрамового и молибденового оруденения. При этом наибольшей степенью рудоносности в отношении указанных металлов обладают обогащенные летучими граниты наиболее поздней фазы, внедрение которых происходило после широко проявленной в регионе сидерит- и кварц-сульфидной минерализации [10].

С начала 70-х гг. сравнительное геолого-петрографическое, петро- и геохимическое изучение гранитов проводилось совместными усилиями сотрудников Геологического института САН, Института геохимии СО АН СССР и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. В ходе этих исследований, в которых приняли участие и авторы настоящей статьи, наметилось определенное сходство геологического положения и состава гемеридных гранитов Словакии с гранитоидами ряда рудных районов Забайкалья, Средней Азии, Приморья и Северо-Востока СССР.

При этом по петрографическому облику гемеридные граниты достаточно близки рудоносным гранитам, появляющимся как на позднеорогенном этапе развития складчатых областей (верхнемеловые граниты месторождений Забытое, Тигриное в Приморье), так и в связи с тектономагматической активизацией областей завершенной складчатости

(верхнемеловые граниты Балыгычан – Сугойского района Северо-Востока СССР, верхнепалеозойские граниты Сарыджазского района Южного Тянь-Шаня и др.).

В предлагаемой статье приводятся первые результаты такого сопоставления гемеридных гранитов Спишско-Гемерского Рудогорья с оловоносными гранитоидами некоторых рудных районов СССР, основанного на новых материалах по слюдам и акцессорным минералам массивов Гнилец, Бетлиар и Попрач. Геолого-петрографическое изучение гранитов указанных массивов ранее проводилось Я. Каменицким, Л. Каменицким, Я. Бараном, Э. Дрнзиком, И. Матулой и другими исследователями, а геохимическая характеристика слагающих их гранитов приведена в работах Л.В. Таусона с соавторами (статья в настоящем сборнике).

Все три рассматриваемых массива сложены среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, которые в апикальных частях сменяются мелкозернистыми разностями (массив Бетлиар) или гранит-порфирами (массив Попрач). Граниты всех интрузивов относятся к калиевому ряду. Они состоят из калиевого полевого шпата, представленного обычно ортоклазом (33–45%), кварца (25–32%), олигоклаз-альбита (18–25%), биотита (2–5%), мусковита (0,5–5%) и акцессорных минералов – циркона, апатита, монацита, ортита, рутила, анатаза, магнетита, граната, турмалина, флюорита. Обычно граниты несут признаки грейзенизации, причем характерной особенностью этих гранитов, в отличие от верхнепалеозойских оловоносных гранитов, вскрытых в районе Циновецкого месторождения (Рудные горы), является широкое развитие турмалина и относительно небольшое количество фторсодержащих минералов — топаза и флюорита. В грейзенизированных гранитах часто встречается касситерит.

Слюды оловоносных гранитов

Главным цветным минералом рассматриваемых гранитов является биотит, который образует пластинчатые кристаллы и листочки размером от 0,3 до 1,0 мм. В шлифе он буровато-зеленый, или буровато-коричневый с плеохроизмом от более темного буровато-зеленого или буровато-коричневого по ng до светло-желтого или буроватого по np. Обычно в биотите присутствуют идиоморфные кристаллы циркона, апатита, монацита и других акцессорных минералов. Вокруг кристаллов монацита, а иногда циркона наблюдаются плеохроичные ореолы. В ряде шлифов можно проследить постепенное замещение биотита мусковитом. Оно начинается по трещинкам спайности и по периферии кристаллов биотита и, постепенно расширяясь, охватывает значительные их части.

Результаты химических анализов биотита из неизмененных гранитов массива Гнилец с глубины 900 м (обр. $122^{c}/74$) и мусковита из грейзенизированных гранитов с глубины 300 м (обр. $129^{c}/74$) приведены в табл. 1, а характерные индикаторные отношения в этих слюдах в таблице 2. Эти данные показывают, что спецификой рассматриваемых биотитов является их существенная глиноземистость, относительно высокая железистость (f = 77,4%), повышенное содержание лития и рубидия и

Таблица 1

Химический состав слюд из оловоносных гранитов массива Гнилец (Словакия) и Южного Тянь-Шаня (СССР), %

Окислы	Словакия		СССР				
	122^{c}/74	120^{o}/74	704/68	14/72	730/68	733/68	53-II
	биотит	мусковит	Биотит из гранитов второй фазы		Биотит из гранитов второй фазы		Биотит из гранитов заключительной субфазы
SiO_2	33,97	45,90	35,02	34,58	35,80	35,58	36,72
TiO_2	3,03	0,17	3,75	3,38	2,83	1,18	2,65
Al_2O_3	18,32	31,52	14,10	15,19	18,50	20,52	17,06
Fe_2O_3	3,02	1,88	3,80	2,16	2,33	1,35	4,00
FeO	23,98	9,00	26,50	26,40	23,50	23,18	22,88
MnO	0,13	0,16	0,39	0,35	0,42	0,46	0,50
MgO	4,33	0,60	3,08	3,21	3,13	1,26	1,78
CaO	0,38	0,12	0,40	0,69	0,40	0,26	0,61
Na_2O	0,08	0,89	0,12	0,22	0,12	0,22	0,10
K_2O	8,77	10,41	8,04	8,17	8,43	8,37	7,80
Li_2O	0,12	0,21	0,20	0,19	0,36	0,78	0,30
Rb_2O	0,15	0,22	0,16	0,16	0,29	0,35	–
Cs_2O	0,013	0,022	0,05	0,04	0,10	0,08	–
F	0,06	0,87	2,5	1,00	1,05	2,50	0,90
H_2O^-	Не обн.	0,00	–	0,41	–	0,51	0,60
H_2O^+	3,22	3,88	3,05	3,67	2,95	4,28	2,35
CO_2	–	0,09	–	–	–	–	–
P_2O_5	–	–	Не опр.	0,22	Не опр.	0,16	–
П.п.п.	–	–	–	–	–	–	1,60
Σ	99,573	99,94	101,16	100,06	100,19	101,04	100,14
F = O	–	0,36	1,05	0,41	0,42	1,05	0,37
Σ		99,58	100,11	99,65	99,77	99,99	99,77
Sn,г/т			100	180			
Количество ионов в пересчете на 12 (0,0, F)							
Si	2,64	3,12	2,77	2,89	2,76	2,79	2,86
Al	1,36	0,88	1,23	1,11	1,24	1,21	1,14
Al	0,32	1,65	0,08	0,39	0,44	0,68	0,43
Ti	0,18	0,01	0,22	0,21	0,16	0,07	0,16
Fe^{3+}	0,18	0,10	0,22	0,14	0,14	0,08	0,23
Fe^{2+}	1,56	0,17	1,75	1,34	1,52	1,52	1,49
Mn	0,01	0,01	0,08	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	0,50	0,06	0,36	0,40	0,36	0,15	0,21
Li	0,04	0,06	0,06	0,06	0,11	0,25	0,09
Ca	0,03	0,01	0,03	0,06	0,03	0,02	0,05
Na	0,01	0,12	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01
K	0,87	0,90	0,81	0,87	0,83	0,84	0,77
Rb	0,007	0,01	0,06	0,01	0,01	0,02	–
F	0,01	0,19	0,60	0,26	0,26	0,62	0,22
OH	1,67	1,76	1,65	2,05	1,52	2,24	1,22

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитиками А.М. Толдовой и А.И. Крыловой.

Таблица 2

Характерные индикаторные отношения в слюдах оловоносных гранитов массива Гнилец (Словакия) и Южного Тянь-Шаня (СССР)

Образец	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe+Mg}\cdot 100\%$	$\frac{Al\cdot 100\%}{Al+Mg+\Sigma Fe+Si}$	$\frac{Si\cdot 100\%}{Si+Mg+\Sigma Fe+Mn+Ti}$	$\frac{Al_{VI}}{Al_{IV}-1}$
122°/74, биотит	77,68	25,61	52,07	0,89
120°/74, мусковит	81,82	42,31	89,91	–
704/68, биотит из гранитов I фазы	84,23	21,93	52,85	0,35
14/72, биотит из гранитов I фазы	78,72	23,89	57,74	3,55
730/62, биотит из гранитов II фазы	82,4	26,08	55,64	1,83
733/68, биотит из гранитов II фазы	91,58	29,48	60,17	3,24
53-II, биотит из гранитов заключительной субфазы	89,31	24,75	57,44	3,07

Таблица 2 (окончание)

Образец	$\frac{Na+K}{Al}$	$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$	$\frac{Li}{Mg}$	$\frac{K}{Rb}$
122°/74, биотит	0,52	0,12	0,08	116,00
120°/74, мусковит	0,40	0,59	1,00	92,11
704/68, биотит из гранитов I фазы	0,63	0,13	0,18	100,30
14/72, биотит из гранитов I фазы	0,61	0,10	0,16	95,82
730/62, биотит из гранитов II фазы	0,50	0,09	0,31	57,60
733/68, биотит из гранитов II фазы	0,46	0,05	1,67	46,77
53-II, биотит из гранитов заключительной субфазы	0,50	0,16	0,45	Не определен рубидий

низкое содержание фтора. Наряду с петрографическими особенностями это свидетельствует о том, что формирование рассматриваемых верхнемеловых оловоносных гранитов Словакии происходило из очень кислых магм. В то же время относительно небольшое количество фтора в биотитах и мусковитах наряду с широким развитием турмалина позволяет предполагать, что при образовании исследованных гранитов среди летучих наряду с фтором большое значение имел бор.

Содержание в биотитах гранитов массива Гнилец хрома, никеля, кобальта, ванадия, олова и других элементов приведено в табл. 2. Из этой таблицы видно, что в рассматриваемых биотитах установлены незначительные количества хрома, никеля, кобальта, ванадия и повышенное содержание олова и галлия.

Таблица 3

Содержание в биотитах рудоносных гранитоидов различных генетических типов элементов группы железа и некоторых рудных элементов

Генетический тип гранитоидов	Район развития	Название пород, из которых отобран биотит	Образец	Содержание элементов, г/т					
				Cr	Ni	Co	V	Sn	Pb
	Киргизия Сариджанский район*	Биотитовые и лейкократовые граниты	14/72	4,4	21	25	83	120	40
			103/72	4,8	18	20,3	59	142	60
			733/68	1,0	6,0	1,7	3,8	310	53,5
			2/72	1,1	6,6	3,2	4,4	330	40
Коровые	Приханкайский район**	Биотитовые граниты	242/66	4	10	10	70	200	100
			59/65	10	10	20	80	300	200
			798/68	10	7	10	30	300	300
	Массив Гнилец (Словакия)	Биотитовые граниты	120^{c}/74	5,0	10	–	50	100	20
			121^{c}/74	6,4	10	10	70	100	20
			122^{c}/74	10	20	10	70	60	20
	Район Лермонтовского месторождения*	Граниты и граносиениты	72/73	123	420	29	224	13,1	12
			72а/73	67	205	23	210	9,8	14,2
			1008/71	115	210	19,2	224	23,4	10,5
			87б/73	118	192	11,5	не опр.	31,6	22
			90/73	95	187	14,2	240	28	10,5
Глубинные	Район месторождения Восток-2**	Граносиениты, граниты, гранодиориты, грейзены	144/65	112	157	30	300	9	10
			145/65	117	98	30	200	15	10
			77/65	165	300	30	300	10	—
			110/65	200	100	30	30	30	–
			141/65	80	85	20	300	30	30

* Результаты количественных спектральных анализов, выполненных в Геологическом институте ДВНЦ.
** Результаты приближенных количественных спектральных анализов, выполненных в ИГЕМ АН СССР.

Таблица 3 (окончание)

Генетический тип гранитоидов	Район развития	Название пород, из которых отобран биотит	Образец	Содержание элементов, г/т					
				Zn	Sc	Mo	W	Ga	Ag
	Киргизия Сариджанский район*	Биотитовые и лейкократовые граниты	14/72	760	25	4,8	4	170	0,065
			103/72	680	22	6,0	6,3	141	0,026
			733/68	760	25	2,8	5,4	135	0,014
			2/72	356	56	1,4	5,8	162	0,021
Коровые	Приханкайский район**	Биотитовые граниты	242/66	300	20	4	–	200	–
			59/65	300	30	10	4	200	–
			798/68	300	30	10	4	150	–
	Массив Гнилец (Словакия)	Биотитовые граниты	120^{c}/74	300	20	7	–	130	–
			121^{c}/74	300	20	5	–	170	–
			122^{c}/74	500	30	5	–	170	–
	Район Лермонтовского месторождения*	Граниты и граносиениты	72/73	430	67,5	2,5	4	9,8	0,065
			72а/73	200	41	0,9	5,8	67	0,014
			1008/71	286	51,5	1,1	5,2	81	0,065
			87б/73	280	48	1,1	3,6	85	0,032
			90/73	310	44,5	1,1	4,8	76	0,21
Глубинные	Район месторождения Восток-2**	Граносиениты, граниты, гранодиориты, грейзены	144/65	300	30	8	8	100	–
			145/65	300	30	4	10	100	–
			77/65	300	30	3	12	100	–
			110/65	300	30	9	10	100	–
			141/65	100	30	3	200	100	4

Сравнения биотитов верхнемеловых оловоносных гранитов Словакии с верхнемеловыми и верхнепалеозойскими оловоносными гранитами некоторых регионов СССР (табл. 1–3 [4]) показали, что наряду с рядом общих черт между слюдами оловоносных гранитов отмеченных регионов наблюдаются некоторые отличительные особенности. Так, биотиты всех палингенных (коровых) оловоносных гранитов характеризуются высокой железистостью, обогащены редкими щелочами, оловом, галлием, а в ряде случаев также глиноземом и содержат незначительное количество хрома, никеля, кобальта и ванадия (табл. 3). В то же время они резко отличаются от биотитов оловоносных гранитоидов – дифференциатов более глубинной трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы значительно меньшим количеством магния, хрома, никеля, кобальта и ванадия и большим количеством галлия.

По химическому составу биотиты гранитов массива Гнилец ближе всего биотитам верхнепалеозойских оловоносных гранитов Южного Тянь-Шаня (Сарыджазский район). Как первые, так и вторые характеризуются высокой железистостью и глиноземистостью, повышенным содержанием редких щелочей, олова и галлия и низким содержанием хрома, никеля, кобальта и ванадия (табл. 1, 2, 3). Вместе с тем биотиты массива Гнилец отличаются значительно меньшим количеством фтора и меньшим количеством олова.

Характер изменения содержания летучих и рудных элементов в слюдах отражает общее накопление этих компонентов в расплаве при формировании оловоносных гранитов, что подтверждается также результатами химических анализов гранитов всех фаз и субфаз. Изучение характера распределения олова в слюдах оловоносных гранитов СССР показало, что частично оно распределено равномерно, входя, как уже ранее отмечено [1], в биотит в виде изоморфной примеси, замещая трехвалентное железо. Однако главным концентратором олова в биотитах являются присутствующие в них в виде микровключений акцессорные минералы – касситерит, рутил и др. [7].

Акцессорные минералы оловоносных гранитов

Проведенное нами сравнительное изучение акцессорных минералов равновозрастных оловоносных и вольфрамоносных гранитоидных комплексов различных регионов СССР и некоторых зарубежных стран показало, что каждому рудоносному комплексу свойственна характерная для него ассоциация акцессорных минералов [8]. Так, ведущими акцессорными минералами верхнемеловых оловоносных гранитов Спишско-Гемерского Рудогорья являются циркон, апатит, анатаз, монацит, гранат, магнетит, ильменит, турмалин и флюорит.

На примере массива Гнилец, вскрытого скважинами на глубину более 1000 м, мы проследили изменение состава и количественного содержания отмеченных акцессорных минералов по вертикали (табл. 4). Как видно из табл. 4, по мере увеличения глубины повышается содержание таких акцессорных минералов, как циркон, апатит, анатаз, монацит, и резко понижается количество турмалина, флюорита и сульфидов. Касситерит

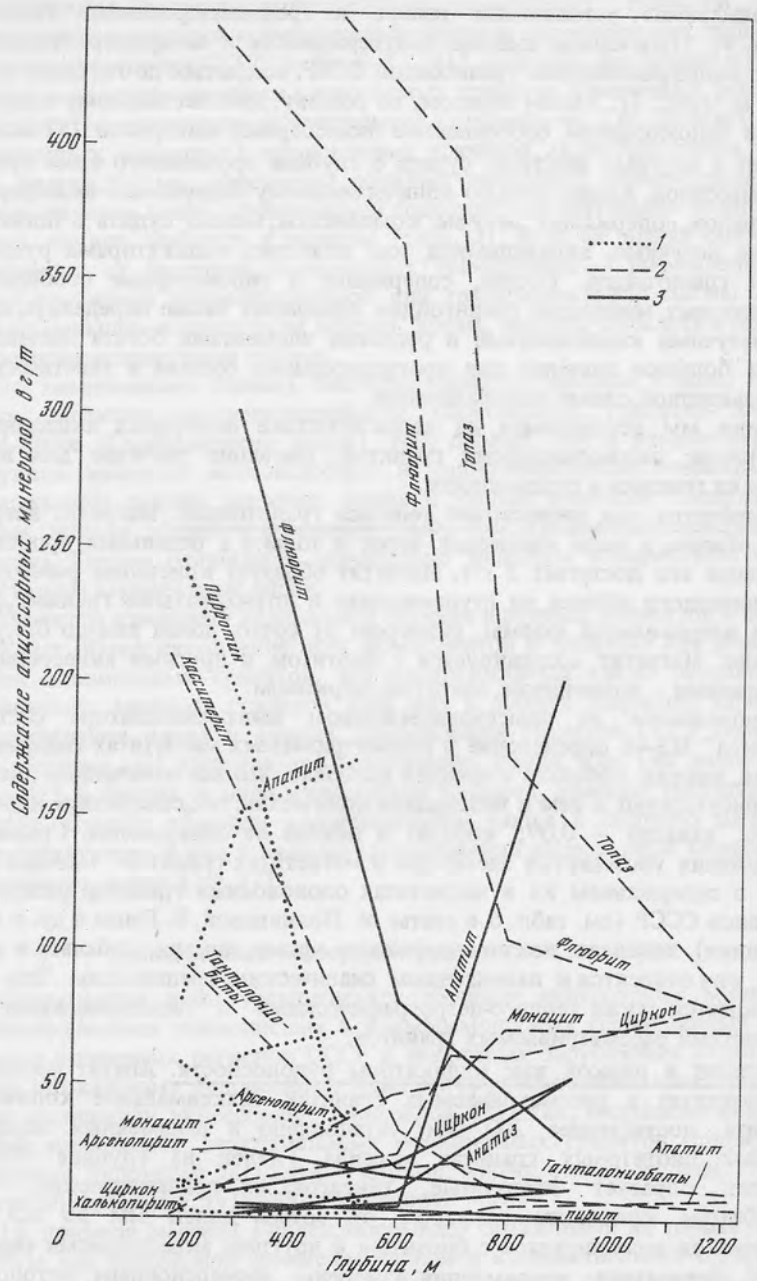
и вольфрамит установлены только в грейзенизированных гранитах (табл. 4). Отмеченные выводы подтверждаются и на примере оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов СССР, вскрытых до глубины более 1000 м (рис. 3). Таким образом, по составу, количественному содержанию и типоморфным особенностям акцессорных минералов [5] можно наряду с другими фактами судить о глубине эрозионного среза гранитных массивов. Кроме того, по количественному содержанию акцессорных минералов, содержащих летучие компоненты, можно судить о богатстве магмы летучими, являющимися, как известно, индикаторами рудоносности гранитоидов. Состав, содержание и типоморфные особенности акцессорных минералов гранитоидов позволяют также определить, какими летучими компонентами и рудными элементами богата магма, что имеет большое значение для прогнозирования состава и генетического типа связанной с ними минерализации.

Ниже мы остановимся на характеристике некоторых акцессорных минералов, рассматриваемых гранитов, имеющих значение для выяснения их генезиса и рудоносности.

Магнетиты как индикаторы генезиса гранитоидов. Магнетит встречается обычно в виде единичных зерен и только в отдельных пробах содержание его достигает 3 г/т. Магнетит образует кристаллы ромбододекаэдрического облика со ступенчатыми и штриховатыми гранями, реже зерна неправильной формы, размером от сотых долей или до 0,2, реже 0,3 мм. Магнетит ассоциируется с биотитом и другими акцессорными минералами – ильменитом, апатитом, цирконом.

Проведенное на электроннозондовом микроанализаторе системы "Cameca" MS-46 определение в рассматриваемых магнетитах содержания хрома, никеля, кобальта и ванадия показало, что все отмеченные элементы присутствуют в нем в небольшом количестве; так, содержание хрома – 0,02%; ванадия – 0,09; кобальт и никель не обнаружены. Сравнение содержания упомянутых элементов в магнетитах гранитов массива Гнилец с содержанием их в магнетитах оловоносных гранитов различных регионов СССР (см. табл. 6 в статье М. Поливцевой, В. Геила и др. в этом сборнике) показало, что по содержанию хрома, никеля, кобальта и ванадия они относятся к палингенным сиалическим гранитоидам. Это подтверждается также геолого-петрографическими и геохимическими особенностями рассматриваемых гранитов.

Апатит и циркон как индикаторы рудоносности. Апатит постоянно присутствует в рассматриваемых гранитах. Максимальное количество апатита, достигающее 200 г/м, установлено в неизменных порфировидных биотитовых гранитах массива Гнилец на глубине 900 м. Апатит образует игольчатые, гексагонально-призматические, реже столбчатые кристаллы размером от сотых долей мм до 0,3 мм. Обычно он ассоциируется с биотитом и другими акцессорными минералами. Показатели преломления измерены иммерсионным методом – n_g – 1,639 ± 0,002; n_p – 1,633 ± 0,002. Судя по показателям преломления, это фторапатит (Дир и др., 1966). В иммерсионном препарате наблюдаются темные точечные включения и пузырьки газов.



Р и с. 3. Изменение содержания некоторых акцессорных минералов в гранитных массивах по вертикали

1 – массив Гнилец (Словакия); *2* – массив литионитовых гранитов (ДВК), *3* – массив вольфрамоносных гранитов (Приморье)

Таблица 4

Изменение состава и содержания акцессорных минералов в гранитах массива Гнилец (Словакия) с глубиной в г/т

Наименование пород, глубина и № проб	Циркон	Цирто-лит	Ксенотим	Апатит	Рутил	Анатаз	Сфен	Монацит	Гранит	Флюорит
Интенсивно грейзенизированные граниты, проба 120/74, глубина 300 м	10	0,1	0,01	3	0,03	0,2	0,03	1	14	300
Слабо гнейзенизированные граниты. Проба 121/74, глубина 600 м	20	0,03	–	4	–	9	0,04	5	4	80
Порфировидные биотитовые граниты. Проба 122/74, глубина 900 м	50	–	0,08	200	0,01	50	6	10	30	30

Таблица 4 (окончание)

Наименование пород, глубина и № проб	Турмалин	Кассите-рит	Воль-фрамит	Пирит	Арсенопирит	Гидроокисл. железа	Сфалерит	Молибденит	Ильменит	Магнетит
Интенсивно грейзенизированные граниты, проба 120/74, глубина 300 м	4200	0,003	2	4	25	0,5	0,01	0,01	0,006	–
Слабо грейзенизированные граниты. Проба 121/74, глубина 600 м	700	–	0,2	2	15	–	0,01	0,01	0,03	0,003
Порфировидные биотитовые граниты. Проба 122/74, глубина 900 м	8	–	–	1	10	–	0,01	0,006	7	–

Таблица 5

Содержание летучих и элементов-примесей в апатитах гранитов массива Гнилец, %*

Элементы	Обр. 122172						Среднее содержание
	1	2	3	4	5	6	
Cl	0,12	0,15	0,09	0,18	0,17	0,13	0,14
F	0,83	0,89	1,39	0,89	1,11	1,56	1,11
MnO	0,05	0,05	0,03	0,05	0,06	0,05	0,05
Ce_2O_3	0,10	0,23	0,31	0,11	0,19	0,16	0,18
Y_2O_3	0,14	0,16	0,01	0,10	0,10	0,15	0,11
La_2O_3	–	–	–	0,03	0,10	0,09	0,07
FeO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,20	0,05
SnO_2	0,07	–	0,11	0,13	0,07	0,19	0,11

* Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР Н.В. Троневой на электронно-зондовом микроанализаторе системы "Камека".

Результаты определения в апатитах содержания летучих и элементов-примесей приведены в табл. 5. Из этой таблицы видно, что содержание фтора в них достигает 1,56%, а хлора не превышает 0,06%.

В рассматриваемых апатитах установлено повышенное количество церия, иттрия и олова (табл. 5). Изучение характера распределения церия и олова в апатитах показало, что церий распределен равномерно и входит в апатит в виде изоморфной примеси, замещая, вероятно, кальций. Олово присутствует в апатите в виде микровключений оловосодержащих минералов.

Таким образом, полученные результаты подтверждают сделанные нами ранее выводы о том, что апатит является индикатором рудоносности гранитоидов (в рассматриваемых гранитах индикатором оловоносности).

Циркон является ведущим акцессорным минералом верхнемеловых оловоносных гранитов Спишско-Гемерского Рудогорья. Однако содержание его обычно колеблется в пределах 40–79 г/т, в единичных случаях достигая 100 г/т, в то время как среднее содержание циркона в биотитовых гранитах равно 133,7 г/т (по В.В. Ляховичу). В рассматриваемых гранитах широко распространен "гиацинтовый" тип кристаллов, характеризующийся преобладанием призматических граней 100 и 110, иногда встречаются кристаллы, где дополнительные грани 110 развиты одинаково с основной 100. В единичных случаях наблюдается копьевидный призматический циркон с гранями 311 (конечные грани дипирамиды) в комбинации с гранями призмы (111) и (011). Коэффициент удлинения колеблется в пределах 1 : 1,5 – 1 : 2, но у копьевидного циркона достигает 6. Размер кристаллов циркона колеблется от сотых долей мм до 0,3, редко 0,5 мм. Обычно циркон розовый с слабо сиреневым оттенком, реже бесцветный. Иногда встречается бурый циркон непрозрачный или полупрозрачный. Циркон обычно ассоциирует с биотитом, апатитом, магнетитом и другими акцессорными минералами. Спектральные анализы

Таблица 6

Содержание редкоземельных элементов в флюоритах гранитов массива Гнилец и связанных с ними постмагматических образованиях, % *

Порода	Относительное содержание редкоземельных элементов							
	Tr_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_6O_{11}	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	$Tb_2O_3 + Y_2O_3$
Слабо грейзенизированные биотитовые граниты, скв. I, гл. 600 м, обр. 121^c/74	0,05	4,1	16,8	2,0	2,3	2,1	2,8	57,0
Гидротермальная кварцево-флюоритовая жила, шт. 1, обр. 14^c/74	0,005	4,2	19,0	2,1	10,5	2,1	2,1	55,0

Таблица 6 (окончание)

Порода	Относительное содержание редкоземельных элементов								
	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tu_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	$\frac{\Sigma La}{La + Ce + Pr + Nd}$	$\frac{\Sigma Y}{Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho}$	$\frac{\Sigma Sc}{Er + Tu + Yb + Lu}$
Слабо грейзенизированные биотитовые граниты, скв. I, гл. 600 м, обр. 121^c/74	3,4	0,5	1,2	0,7	2,2	–	31,2	66,8	2,9
Гидротермальная кварцево-флюоритовая жила, шт. 1, обр. 14^c/74	3,5	–	1,4	–	–	–	35,8	62,7	1,4

*Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР Павлуцкой.

показали, что рассматриваемые цирконы содержат повышенное количество олова, достигающее 250 г/т. Характер распределения олова в цирконах верхнемеловых гранитов Спишско-Гемерского Рудогорья пока не установлен. По аналогии с цирконами оловоносных гранитов СССР можно предположить, что олово присутствует в цирконе в виде микровключений касситерита [6].

Флюорит как показатель условий формирования гранитов и сопровождающих их постмагматических образований. Флюорит в относительно небольшом количестве (табл. 4) постоянно присутствует в гранитах и сопровождающих их постмагматических образованиях. Максимальное количество флюорита, достигающее 500 г/т, установлено в грейзенах. Результаты определения редкоземельных элементов в флюоритах гранитов массива Гнилец и сопровождающих их постмагматических образований приведены в табл. 6.

Из этой таблицы видно, что флюориты как гранитов, так и гидротермальных жил характеризуются повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой подгруппы, что наряду с другими фактами свидетельствует о формировании гранитов из кислых расплавов, а гидротермальных жил из кислых растворов [4]. Эти материалы подтверждают полученные нами ранее материалы по флюоритам оловоносных гранитов СССР, показавшие, что по изменению содержания редкоземельных элементов иттриевой и лантановой подгрупп в флюоритах можно, наряду с другими фактами, судить об изменении кислотности–щелочности магматического расплава и постмагматических растворов.

Петрогеохимические особенности гранитов массива Гнилец

Верхнемеловые оловоносные граниты Спишско-Гемерского Рудогорья, так же как и оловоносные граниты ряда регионов СССР, характеризуются повышенным содержанием кремнезема, калия, бора и олова и пониженным кальция, магния, железа, стронция и бария [9]. Полученные авторами новые материалы по особенностям состава неизмененных биотитовых гранитов массива Гнилец подтвердили данные предыдущих исследователей (табл. 7). В то же время полученные данные свидетельствуют о резко повышенном содержании в рассматриваемых гранитах щелочей (K_2O + + Na_2O = 8,76), особенно калия (K_2O – 5,36). Кроме того, эти материалы показали, что наряду с бором в рассматриваемых гранитах большую роль играет фтор, содержание которого в гранитах в три раза выше среднего содержания фтора в кислых породах (по А.П. Виноградову). Граниты массива Гнилец характеризуются низкими содержаниями хрома (1–4 г/т), никеля (3–6 г/т), кобальта (3 г/т) и ванадия (до 10 г/т) и повышенным содержанием олова и бора (табл. 8).

Изучение изменения породообразующих элементов, а также рудных и летучих компонентов в гранитах массива Гнилец по вертикали до глубины 900 м показало, что вверх по разрезу происходит постепенное увеличение содержания кремнезема, редких щелочей, фтора, бора, оло-

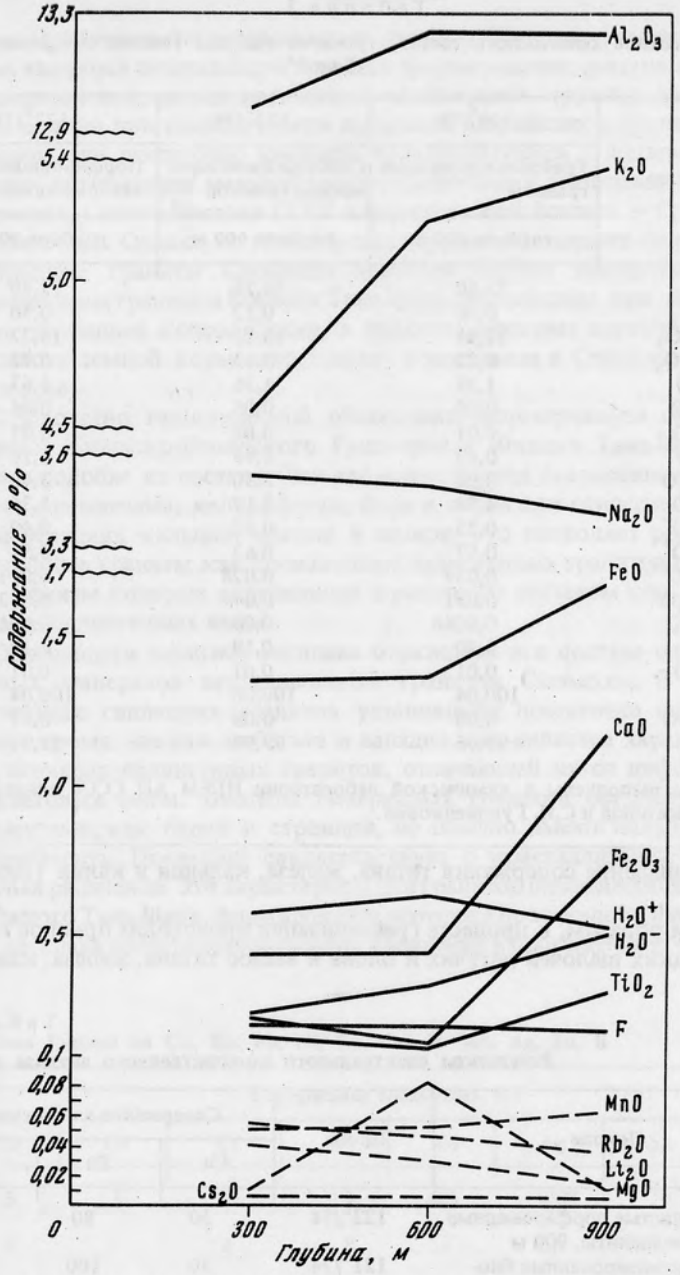


Рис. 4. Изменение химического состава гранитов массива Гнилец по вертикали до глубины 900 м

Таблица 7

Изменение химического состава гранитов массива Гнилец (Словакия) с глубиной*

Окислы	$120^c/74$	$121^c/74$	$122^c/74$
	Грейзенизированные граниты	Слабогрейзенизированные граниты	Порфировидные биотитовые граниты
	глубина 300 м	глубина 600 м	глубина 900 м
SiO_2	75,60	74,75	72,90
TiO_2	0,16	0,12	0,30
Al_2O_3	12,98	13,23	13,22
Fe_2O_3	0,22	0,13	0,72
FeO	1,35	1,36	1,67
MnO	0,05	0,05	0,06
MgO	0,01	0,08	0,01
CaO	0,43	0,43	1,16
Na_2O	3,54	3,50	3,40
K_2O	4,55	5,19	5,36
H_2O^-	0,23	0,32	0,49
H_2O^+	0,57	0,62	0,51
Li_2O	0,039	0,028	0,011
Rb_2O	0,051	0,044	0,033
Cs_2O	0,0048	0,0038	0,0017
F	0,20	0,19	0,17
B_2O_3	0,01	0,01	0,01
Σ	100,04	100,06	100,04
F_2=O	0,08	0,08	0,07
Σ	99,96	99,98	99,97

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиками И.Б. Никитиной и С.И. Гундиенковой.

ва и уменьшение содержания титана, железа, кальция и калия (табл. 7, 8, рис. 4).

Таким образом, в процессе грейзенизации происходит привнос кремнезема, редких щелочей летучих и олова и вынос титана, железа, кальция и калия.

Таблица 8

Результаты спектрального количественного анализа гранитов

Порода	Проба	Содержание элементов, г/т		
		Cu	Zn	Pb
Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, 900 м	$122^c/74$	30	80	30
Слабогрейзенизированные биотитовые граниты, 600 м	$121^c/74$	30	100	60
Грейзенизированные биотитовые граниты, 300 м	$120^c/74$	40	120	60

Заключение

1. Верхнемеловые оловоносные граниты Спишско-Гемерского Рудогорья являются послескладчатыми, их формирование связано с процессами отраженной тектоно-магматической активизации структур палеозойской стабилизации при тектонических процессах альпийского цикла. В этом отношении они достаточно уверенно параллелизуются с локализованными в зонах активизации мезозойскими рудоносными гранитами Забайкалья, Приморья, Северо-Востока СССР и верхнепалеозойскими – Средней Азии и Казахстана. Однако по геолого-структурной обстановке формирования гемеридные граниты Словакии наиболее близки верхнепалеозойским оловоносным гранитам Южного Тянь-Шаня, возникшим при активизации структур ранней консолидации, в пределах которых характер разреза и мощности земной коры сопоставимы с таковыми в Спишско-Гемерском Рудогорье.

2. Сходство геологической обстановки формирования оловоносных гранитов Спишско-Гемерского Рудогорья и Южного Тянь-Шаня определило и подобие их состава. Они характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, калия, фтора, бора и олова при относительно низких концентрациях кальция, магния и железа. Это позволяет рассматривать гемеридные граниты как производные палингенных гранитоидных расплавов, химизм которых определялся в основном составом коры в зонах генерации палингенных магм.

Особенности химизма расплава отразились и в составе слюд и акцессорных минералов верхнемеловых гранитов Словакии. В биотитах и магнетитах гнилецких гранитов установлены достаточно низкие содержания хрома, никеля, кобальта и ванадия, что является характерной чертой коровых палингенных гранитов, отличающей их от дифференциатов андезитовых магм. Биотиты гемеридных гранитов обеднены и такими элементами, как барий и стронций, но обычно имеют повышенную глиноземистость. Последнее свидетельствует о кристаллизации их из очень кислых расплавов. Это характерно и для гранитов оловоносного комплекса Южного Тянь-Шаня, формирование которого протекало на фоне покисления расплава последовательных фаз внедрения и обогащения его летучими.

массива Гнилец на Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, V, Mo, Ag, Sn, B

Содержание элементов, г/т							
Ni	Co	Cr	V	Mo	Ag	Sn	B
3	3	4	10	0,3	0,08	20	8
6	–	4	8	–	0,1	35	15
4	–	2	8	0,2	0,1	35	120

Среди акцессориев верхнемеловых гранитов Словакии фиксируется касситерит, а их биотиты, цирконы и апатиты характеризуются повышенным содержанием олова. При этом олово либо присутствует в виде изоморфной примеси в биотите, либо входит в состав микровключений оловосодержащих включений, установленных в слюдах и цирконе. Это является отражением обогащенности образовавшего гемеридные граниты расплава оловом, что, как показало изучение разновозрастных гранитных комплексов СССР, представляет специфику всех оловоносных гранитоидов.

3. В составе гранитов массива Гнилец от нижних горизонтов вверх по разрезу повышается количество редких щелочей, кремнезёма, фтора, бора, олова и понижается — магния, железа, калия, хрома и других элементов группы железа. Одновременно с глубиной резко уменьшается количество акцессорных минералов, содержащих летучие (топаз, флюорит, турмалин) и рудные (касситерит, тантало-ниобаты, сульфиды) компоненты, и увеличивается роль циркона, апатита, монацита. Это свидетельствует о том, что становление массива протекало на фоне проявления процессов эманационной дифференциации расплава, приводящей к накоплению в его апикальной части летучих и связанных с ними рудных компонентов.

4. Сходство геолого-структурного положения и рассмотренных особенностей состава верхнемеловых гранитов Словакии с верхнепалеозойскими гранитами структур ранней консолидации Южного Тянь-Шаня позволяет говорить о принадлежности их к единому генетическому типу рудоносных гранитов и положительно оценить перспективы проявления в пределах Спишско-Гемерского Рудогорья оловянного оруденения. Следует, однако, отметить, что в пределах Южного Тянь-Шаня наиболее интересные в промышленном отношении оловорудные объекты возникают там, где рудная минерализация накладывается на скарнированные породы. Исходя из этого особого внимания заслуживают те районы гемерид Словакии, где верхнемеловые оловоносные граниты проявляются в окружении благоприятных для скарнообразования известняков и эффузивов основного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В.Л., Дурасова Н.А.* и др. Исследование формы нахождения олова в биотите и аллювиосиликатном стекле методом мессбауэрской спектроскопии. Геохимия, № 6, 1970.
2. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* — Породообразующие минералы, т. 5. М., 1966.
3. *Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Малыгина О.А.* Металлогения Карпат. (Объяснительная записка к макету металлогенической карты Карпат м-ба 1 : 1000 000). — "Матер. Комис. минералогии и геохимии Междунар. геол. конгр. КБГА", 1973, № 2.
4. *Руб М.Г.* Особенности состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. 1970.
5. *Руб А.К.* Топоморфные особенности топаза и турмалина — характерных минералов спутников танталового и оловянного оруденения. — В сб.: Топорфизм минералов и его практическое значение, 1972.

6. *Руб М.Г., Лосева Т.И.* Цирконы как индикаторы рудоносности гранитоидов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.
7. *Руб М.Г., Руб А.К., Павлов В.А.* Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов. – В сб. Магматизм и рудообразование. 1975.
8. *Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.Г.* и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. – В сб.: Гранитоиды активизированных и складчатых областей. 1970.
9. *Таусон Л.В., Цамбел Б.* и др. Предварительное сравнение оловоносных гранитов Восточного Забайкалья, Крушных гор (Чешский массив) и Спишско-Гемерского Рудогорья (Западные Карпаты) – Geolog. zb. – Geologica Carpathica XXV, I, Bratislava, 1974.
10. *Drnzik E.* Prospekčný význam cinovej mineralizácie v Medvedom potoku. "Geol. pruzk.", 1974, 16, No 11.
11. *Drnzik E.* Relative age of the Sn-mineralization in the Spišsko–gemerské rudohorie Mts. "Sb. geol. věd.", 1974, No 26.
12. *Kamenicky J., Kamenicky L.* Gemeridné granity a zrudnenia Spišsco–gemerského Rudohoria. Geol. práce, Bratislava, 1955.
13. *Kantor J.* Ar^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornin a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. – Geol. práce, Správy, Bratislava, 1957.
14. *Kantor J.* Prispevok ku poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložisk. Zăp. Karpat. Acta geol. geogr. Univ. Comenianea, Bratislava, 1959.

Л.В. ТАУСОН, Б. ЦАМБЕЛ, В.Д. КОЗЛОВ, Л. КАМЕНИЦКИЙ

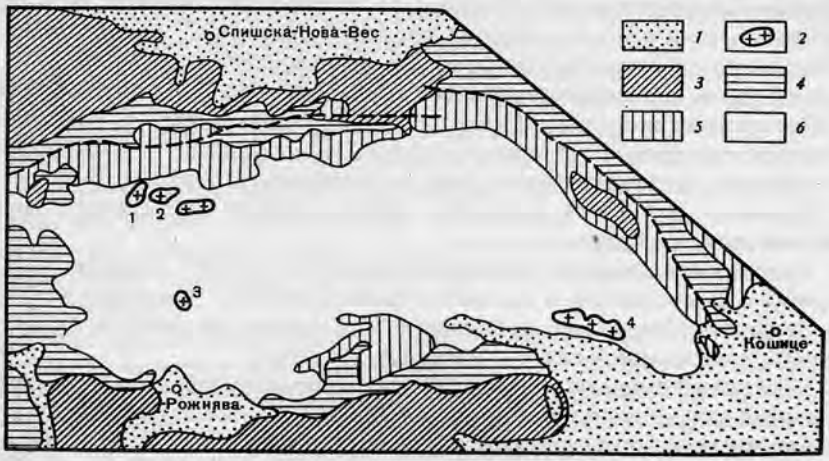
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОЛОВОНОСНЫХ ГЕМЕРИДНЫХ ГРАНИТОВ СЛОВАКИИ

Гемеридные граниты Западных Карпат образуют несколько небольших куполовидных и трещинных массивов (рис. 1), вскрытых эрозией до глубины нескольких сотен метров. Они размещаются в пределах гемерид Западных Карпат и приурочены либо к антиклинальным, либо разрывным структурам восточной части Спишско-Гемерского Рудогорья. Обнаженные массивы гемеридных гранитов и эманационные ореолы скрытых интрузий известны в зоне протяженностью 50 и шириной 15 км. Восточная область Спишско-Гемерского Рудогорья сложена интенсивно дислоцированными эпизонально-метаморфизованными породами палеозоя, в котором выделяются доверхнекарбоновые, карбоновые и пермские образования, представленные флишоидными вулкано-кластическими и, в меньшей степени, карбонатными толщами.

Центральную часть рассматриваемой территории слагают породы наиболее распространенной гельницкой серии (кемброордовик-силур), представленной переслаивающимися филлитами, песчаниками и кварцитами с телами и линзами древних кварцевых порфиров и их туфов, частично перекристаллизованных в порфироиды. Породы серии являются вмещающими для массивов гемеридных гранитов. В краевой зоне Восточного Рудогорья гельницкая серия сменяется образованиями раковецкой флишоидной серии (девон) с широким проявлением диабазового вулканизма. По периферии Восточного Рудогорья развиты пермо-карбоновые и триасовые отложения.

После первого упоминания Зойшнера в 1847 г. гемеридные граниты, неоднократно являлись объектом исследований, особенно в последние сорок лет. Первое детальное описание их приведено в работе Я. и Л.Каменицких (J. Kamenicky, L. Kamenicky, 1955). Сопровождающее граниты оловянное оруденение грейзенового типа рассмотрено в работах Я. Барана с коллегами (Baran et al., 1970) и др.

Главными петрографическими разновидностями гемеридных гранитов, согласно Я. и Л. Каменицких (1955), являются: а) биотитовые и биотитовые с мусковитом граниты главной фации, слагающие глубинные и средние части интрузивных тел и представленные средне-крупнозернистыми разностями с тенденцией к порфировидной структуре; б) гранит-порфиры (редкопорфировидные граниты), отличающиеся главным образом своей структурой; в) лейкократовые мусковитовые граниты апикальных зон; г) аплитовидные граниты, слагающие небольшие тела; д) грейзены разного состава, образующие небольшие инфильтрационно-метасоматические тела или краевые зоны интрузий. В минеральном составе перечисленных разновидностей выделяются: а) магматические минералы: кварц, ортоклаз–пертит, плагиоклаз, биотит, мусковит, апатит I, рутил I, циркон, магнетит, турмалин I; б) пневматолито-гидротермальные: турмалин II, топаз, касситерит, апатит I, мусковит (обогащенный литием), шахматный альбит, кварц II, флюорит; в) вторичные: серицит, каолин,



Р и с. 1. Геологическая схема размещения интрузий гемеридных гранитов в Восточной области Спишско-Гемерского Рудогорья (Западные Карпаты), по О. Фусану [8]

1 – палеогеновые и неогеновые отложения; *2* – массивы гемеридных гранитов (*1* – Гнилецкий; *2* – Делявский, *3* – Бетлиарский, *4* – Попрочский); *3–6* – вулканогенно-осадочные образования: *3* – триаса; *4* – пермо-карбона; *5* – девона (раковецкая серия); *6* – кемброордовика-силура (гельницкая серия)

гидратированный биотит, лейкоксен, рутил II, эпидот, цоизит, альмандин. Отличительной особенностью гранитов является интенсивное проявление в них эманационной дифференциации, при которой наиболее активными компонентами являлись бор (турмалинизация) и фтор (образование топаза, флюорита).

Возраст гемеридных гранитов был установлен Я. Кантором в Бетлиарском массиве – 98 млн. лет и в обнажении у Чучмы (1959) – 93 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Строение массивов гемеридных гранитов неодинаково. Наиболее крупным является Попрочский массив, сложенный крупно- и среднезернистыми порфировидными гранитами с участками мелкозернистых гранитов. В северной экзоконтактовой зоне массива известно несколько мелких сателлитовых тел. Вмещающие породы представлены толщей филлитов и телами порфироидов (гельницкая серия).

Бетлиарский массив сложен резкопорфировидными среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными обычно с турмалином гранитами и представляет типично гипабиссальную интрузию, формировавшуюся, судя по структуре гранитов, на относительно небольшой глубине. Залегает в теле древних кварцевых порфиров.

Гнилецкий и Делявский массивы сложены двуслюдяными порфировидными и мусковитовыми средне-крупнозернистыми гранитами с турмалином. Морфологически представляют вытянутые штокообразные тела в контактово-метаморфизованных филлитах, содержащих тела порфироидов. По данным Э. Дрнзика с соавторами (Дрнзик и др., 1973),

массив представляет интрузивное тело эллипсоидной формы, вытянутое и полого-падающее в северо-восточном направлении. Массив преимущественно сложен мусковитовыми и двуслюдяными средне- и крупнозернистыми турмалинсодержащими гранитами. Породы экзоконтактовой зоны интенсивно окварцованы и турмалинизированы. С Гнилецким массивом связано грейзеновое оловянное оруденение, локализованное в области северо-восточного эндо- и экзоконтакта массива. Выделяется (Дрнзик и др., 1973) несколько разновидностей грейзенового оруденения, представленного:

1) эндоконтактовыми турмалин-слюдисто(мусковит)-кварцевым грейзеном с касситеритом, в котором турмалин образует радиально-лучистые выделения размером до нескольких см, а касситерит—мелкую вкрапленность; содержание олова — от следов до процента;

2) грейзенизированными апофизами северо-восточного простирания аплитовидных мелкозернистых гранитов в зоне экзоконтакта массива, где измененные участки гранитов сложены турмалин-кварцевым грейзеном с касситеритом,топазом, слюдой, апатитом, арсенопиритом;

3) инфильтрационным экзоконтактовым грейзеном, образующим крутое жилообразное тело, которое сложено мелкозернистым кварцем с небольшим количеством турмалина, топаза и более редкими апатитом, слюдой, флюоритом и рудными минералами (арсенопирит, касситерит, пирротин, самородный висмут, станнин, сфалерит, халькопирит, вольфрамит). Кроме того, на участке месторождения отмечена самостоятельная молибденит-кварцевая минерализация.

Впервые краткие сведения по геохимии геремидных гранитов были приведены в работе Б. Цамбела, Л.В. Таусона с соавторами [5].

Геохимическая характеристика рассматриваемых гранитов приведена в табл. 1. Эти данные показывают, что общей характерной особенностью состава гемеридных гранитов является их пониженная щелочность за счет низких для биотитовых и лейкократовых гранитов содержаний натрия. Согласно К. Турекьяну и К. Ведеполю, среднее содержание этого элемента в бедных кальцием кислых гранитах составляет 2,6%. По А.П. Виноградову, среднее содержание натрия в гранитах равно 2,8%. Достаточно высокий уровень содержания кремнекислоты (73–75%) и низкие концентрации в гамеридных гранитах стронция и бария свидетельствуют о высокой степени их дифференцированности [10]. Поэтому пониженную щелочность следует рассматривать как региональную особенность гемеридных гранитов, которые заметно отличаются также от геохимического типа плюмазитовых редкометальных гранитов классификации Л.В. Таусона (1974). В отличие от последних в гемеридных гранитах не наблюдается концентрирования ряда характерных гранитофильных элементов (редкие щелочи, бериллий) при очень высоком (в 5–6 раз превышающем кларковые концентрации) уровне накопления олова. Из летучих — минерализаторов в гемеридных гранитах главную роль играет не фтор, а бор, концентрации которого отчетливо повышены в биотитовых гранитах всех интрузий.

В гранитах гипабиссально-приповерхностного Бетлиарского массива концентрации бора возрастают в четыре раза, подтверждая давно установ-

ленную способность летучих интенсивно концентрироваться в апикальных частях и купольных выступах гипабиссальных интрузий [3]. Наряду с бором в гранитах названного массива повышаются также и концентрации фтора (0,13%), но его накопление не сопровождается параллельным концентрированием редких щелочных элементов, бериллия и вольфрама, как это наблюдается в массивах типичных редкометальных гранитов.

Все эти факты говорят о существенных отличиях гемеридных гранитов от интрузий редкометальных лейкогранитов других регионов. По своей геохимической характеристике гемеридные граниты занимают промежуточное положение между геохимическими типами плюмазитовых редкометальных лейкогранитов и палингенных гранитов известково-щелочного ряда [4].

Как показали результаты Карловарского международного Симпозиума "Оруденение, связанное с кислым магматизмом" (октябрь 1974 г.), главную роль в формировании связанного с гранитами редкометально-оловянного оруденения играют купольные выступы рудоносных гипабиссальных интрузий. Очевидно, что детальное изучение таких выступов представляет значительный научный и практический интерес. Поэтому авторы настоящей работы весьма признательны руководству Геологического института им. Д. Штюра в Братиславе за предоставленную им возможность геохимического опробования керна скважины, вскрывшей до глубины 970 м Гнилецкий массив, представляющий один из подобных рудоносных выступов гипабиссальных интрузий. Керн Гнилецкой скважины был задокументирован и петрографически тщательно изучен И. Губачем (Геологический институт им. Д. Штюра). Разрез Гнилецкого массива по скважине отличается значительной сложностью и характеризуется чередованием зон в разной степени автометасоматически измененных гранитоидов мощностью в несколько десятков метров. Граниты массива, кроме того, рассекаются крутоспадающими зонами катаклаза и милонитизации, в которых граниты подвержены интенсивной альбитизации. Подобные образцы геохимически не изучались. Генерализуя разрез скважины, можно выделить следующие главные зоны фациальных разновидностей гранитоидов Гнилецкого массива (снизу вверх):

1) зона биотитовых крупно-среднезернистых порфировидных гранитов, вскрытых в нижней части скважины (интервал 900–970 м);

2) зона двуслюдяных гранитов суммарной мощностью около 700 м (интервал 900–200 м), в пределах которой геохимически выделяются три подзоны, характеризующиеся прогрессивным возрастанием к верхней части разреза количества мусковита в гранитах;

3) зона существенно мусковитовых с турмалином гранитов мощностью более 200 м (до устья скважины).

Гипсометрически выше от устья скважины по склону до водораздела (превышение $\approx$ 70 м) продолжаются те же мусковитовые с турмалином граниты. В целом в пределах всей зоны существенно-мусковитовых и мусковитовых гранитов геохимически выделяются две подзоны – самая апикальная, характеристика которой получена по образцам с поверхности, и более глубинная, представленная образцами из керна скважины.

Таблица 1

Геохимическая характеристика биотитовых

Массивы гранитов (рис. 1)	Разновидности гранитов	%		
		Na	K	F
Бетлиарский, № 3	биотитовые резко-порфировидные	2,2	3,7	0,13
Гнилецкий, № 1	биотитовые порфировидные	2,0	3,6	0,11
Попрочский, № 4	биотитовые порфировидные	2,2	3,5	0,08
Геохимический тип плюмазитовых редкометальных лейкогранитов по Л.В. Таусону [4]		2,8	4,0	0,30

Таблица 2

Геохимическая характеристика разновидностей гранитов Гнилецкого

Регион		Разновидности гранитоидов, глубинность		%		
				Na	K	F
Словакия Гнилецкий массив	скважина	биотитовые порфировидные	инт. 970–900 м*	2,0	3,6	0,11
		существенно-биотитовые с мусковитом	850–750 м	2,0	3,7	0,09
		мусковит-биотитовые средне-крупнозернистые	750–600 м	2,1	3,6	0,11
		биотит-мусковитовые средне-крупнозернистые	600–300 м	2,3	3,4	0,17
		существенно-мусковитовые	200–50 м	2,5	3,4	0,23
	мусковитовые средне-крупнозернистые, 50–100 м гипсометрически выше отметки устья скважины			2,6	3,5	0,29
Забайкалье	Средние данные	мусковитовые средне-крупнозернистые, апикальные зоны, мощность до 150–200 м		2,8	3,3	0,24
		биотитовые порфировидные, внутренние зоны массивов		2,7	3,5	0,09

*Интервалы Гнилецкой скважины генерализованы.

Геохимические данные по вертикальному разрезу Гнилецкого массива показывают, что появление в разновидностях гранитов Гнилецкого массива мусковита (интервал 850–750 м) фиксируется резким возрастанием в гранитах содержаний бора, т.е. отражает резкое повышение в процессе кристаллизации массива концентрации в расплаве летучих. Дальнейшее возрастание концентрации бора происходит параллельно с

разновидностей гемеридных гранитов

г/т											Число проб
Li	R	Cs	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Zn	Pb	
38	260	10	3,6	40	230	130	22	3,3	34	18	8
46	240	18	3,7	40	150	36	17	2,3	33	18	3
48	250	13	2,6	50	350	35	20	3,3	40	23	6
97	400	–	6,8	100	200	–	6,3	4,1	57	30	

массива (по керну структурной скважины)

г/т											Число проб
Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Zn	Pb	
50	230	18	3,7	40	100	30	20	1,2	35	21	2
50	290	16	6,2	20	100	150	29	3,0	43	20	3
70	330	18	6,1	20	100	240	22	4,0	35	20	6
130	400	25	5,3	30	100	200	27	8,0	29	16	10
130	430	29	4,8	30	80	350	28	7,0	25	10	7
310	640	46	5,2	30	50	330	40	8,0	30	10	8
180	450	40	20	50	100	30	50	30	30	25	24
120	300	25	6,7	200	450	26	8,0	2,7	40	42	47

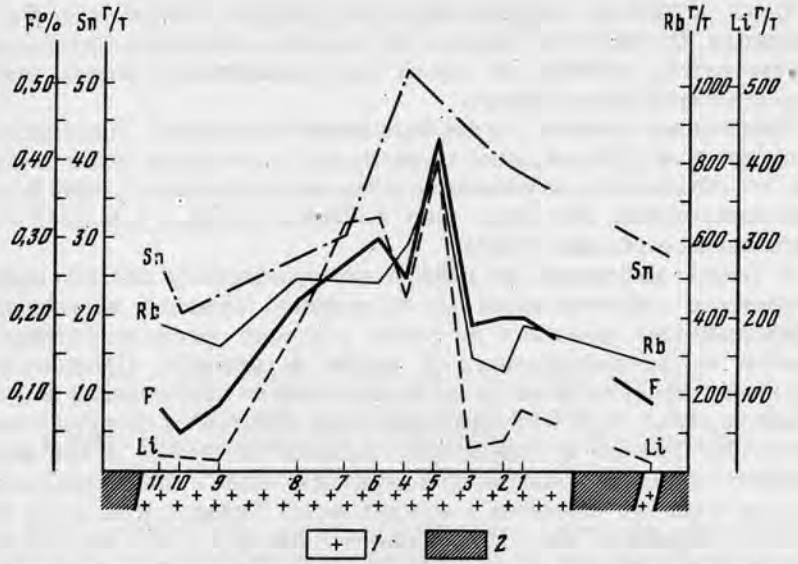
увеличением количества мусковита до формирования фаций существенно мусковитовых и мусковитовых гранитов, в которых концентрации бора резко повышены (до 330–350 г/т) и постоянны. Однако наиболее устойчива коррелятивная связь количества мусковита в фациях гранитоидов с содержанием в них рубидия, который, как известно, концентрируется в калиевых минералах, в том числе и в мусковите.

Содержание рубидия достигает максимума (640 г/т) в чисто мусковитовых гранитах апикальной зоны. Начиная с разновидностей двуслюдяных гранитов, в которых мусковит преобладает над биотитом (от 600 м и выше), в гранитах фиксируется накопление натрия, фтора, лития, цезия и скачкообразное двукратное возрастание содержаний вольфрама, которые затем остаются постоянными во всех фациях существенно-мусковитовых гранитов. Содержания фтора, лития и цезия постепенно возрастают, достигая максимальных значений в апикальных мусковитовых гранитах. Только в этой зоне происходит заметное концентрирование олова.

В связи с отмеченными ранее геохимическими различиями между плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами и гемеридными гранитами представляет интерес сравнение геохимических данных по мусковитовым гранитам, развивающимся в апикальной зоне гемеридных и редкометальных интрузий. В табл. 2 приведены средние геохимические характеристики биотитовых гранитов Забайкалья, представляющих интрузии с относительно низкими содержаниями фтора, и развивающихся в их купольных выступах мусковитовых гранитов, с которыми в Забайкалье связано преимущественно кварц-вольфрамитовое с касситеритом оруденение [2]. Из таблицы видно, что мусковитовые граниты обоих регионов характеризуются практически одинаковыми уровнями концентрации фтора, редких щелочных элементов и олова, а также одинаково низкими концентрациями стронция и бария. В то же время мусковитовые граниты гемеридных интрузий отличаются низкими концентрациями бериллия и вольфрама и очень высокими концентрациями бора, а забайкальским мусковитовым гранитам свойственна более высокая натровость, при несколько пониженных, относительно фации биотитовых гранитов, содержаниях калия. Таким образом, мусковитовые граниты гемеридных интрузий унаследуют часть тех геохимических особенностей, которые отличают биотитовые граниты этих интрузий от биотитовых гранитов типичных редкометальных интрузий: низкие концентрации в гемеридных гранитах бериллия и вольфрама, повышенные — бора. Вместе с тем низкое содержание в биотитовых разностях гемеридных гранитов редких щелочей совершенно не сказывается на мусковитовых гранитах апикальной зоны, которые характеризуются столь же высокими содержаниями редких щелочных элементов, как и мусковитовые граниты типичных редкометальных интрузий.

В целом разрез по Гнилецкой скважине полностью подтверждает реальность процессов постепенного накопления летучих и связанных с ними редких элементов в верхних частях гипабиссальных интрузий [5], приводящих к резкой концентрации элементов в апикальной зоне массивов и их купольных выступах. При этом можно констатировать, что интенсивность этого накопления для разных редких элементов различна и зависит, очевидно, от их индивидуальных химических свойств, определяющих миграционную способность элементов в существовавших физико-химических условиях.

Постепенность изменения концентраций элементов, которое происходит синхронно с изменением минерального состава гранитов, с очевидно-



Р и с. 2. Распределение фтора и редких элементов в мусковитовых гранитах апикальной зоны Гнилецкого массива

1 – мусковитовые граниты с турмалином; *2* – филлиты

стью указывает на магматическую (позднемагматическую) природу этого процесса. Как известно, до настоящего времени многие исследователи придерживаются мнения о постмагматической, наложенной природе мусковита, альбита и некоторых других минералов гранитов, и нередко связывают их возникновение с воздействием потоков флюидов, автономных по отношению к интрузивным телам. Геохимические материалы по Гнилецкой интрузии позволяют однозначно связывать возникновение фаций двуслюдяных и мусковитовых гранитов с процессом интенсивного перераспределения летучих в теле интрузий и концентрирования их в апикальной зоне на магматической стадии. Это положение иллюстрируется геохимическим анализом профиля по мусковитовым гранитам апикальной зоны (рис. 2), который показывает, что краевые части тела мусковитовых гранитов оказываются дегазированными. Дегазация выражается в резком снижении концентрации фтора, редких щелочей, в меньшей степени олова.

Точно так же обеднены этими элементами и мусковитовые граниты дайкообразных апофиз в филлитах (т. 0 профиля). Наиболее высокие концентрации названных элементов наблюдаются в мусковитовых гранитах центральной части интрузивного тела. Это означает, что внедрившиеся по зонам разломов исходные расплавы мусковитовых гранитов были уже обогащены летучими и редкими элементами. Очевидно, в случае метасоматической природы мусковитовых гранитов (в результате воздействия на более ранние гранитоиды не связанных с ними метасоматических растворов) снижения концентрации летучих и редких элементов

в зонах контактов или дайкообразных жилах не должно было бы наблюдаться. Отсюда также следует, что процессы изменения, протекавшие в гемеридных гранитах на ранней постмагматической стадии, имели автометасоматическую природу.

Необходимо отметить, что для бора явления дегазации в эндоконтактах мусковитовых гранитов менее закономерны, хотя также в целом отчетливы. Это объясняется, по-видимому, очень высокой концентрацией бора в апикальных зонах, благодаря чему частичная дегазация расплавов в его содержаниях отражалась слабее.

В целом полученные по Гнилецкому рудоносному массиву данные убедительно свидетельствуют об интенсивном процессе эманационной дифференциации гранитных расплавов в верхних частях магматической камеры на позднемагматической стадии ее развития. Предпосылкой подобной дифференциации являлись повышенные концентрации летучих, в данном случае бора, в исходных расплавах гемеридных интрузий и гипабиссальные условия их становления. Прямым следствием особой интенсивности процессов эманационной дифференциации и концентрирования летучих и редких элементов в верхних частях Гнилецкой интрузии явилось формирование здесь постмагматическими флюидами связанного с интрузией грейзенового оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дрнзик Э., Дрнзикова Л., Мандакова К.* Геологические предпосылки, критерии и перспективы поисков Sn-W-Mo оруденения в Спишско-Гемерских рудных горах (Словакия). – Mineralia Slovaca, 1973, г. 5, č. 2, с. 157–164.
2. *Козлов В.Д., Свадковская Л.Н.* Фазово-фациальные дифференциаты гранитных массивов Центрального Забайкалья, условия их формирования и геохимические черты. – Ежегодник–1973, СибГЕОХИ. Новосибирск, 1974, с. 41–46.
3. *Таусон Л.В.* О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий. – Докл. АН СССР, 1972, **204**, № 2, с. 447–450.
4. *Таусон Л.В.* Геохимические типы гранитоидов. – Докл. АН СССР, 1974, **215**, № 2, с. 446–449.
5. *Таусон Л.В., Козлов В.Д., Кузьмин М.И.* Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. – В кн. Проблемы геохимии и космологии. "Наука", 1968, с. 166–172.
6. *Цамбел Б., Таусон Л.В., Каменицки Л., Козлов В.Д., Баран Я., Дрнзик Э.* Предварительные данные о геохимических особенностях оловоносных гранитов Словакии. – Ежегодник-1972, СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 97–102.
7. *Baran J., Drnzikova L., Mandáková K.* Sn-W zrudnenie viasané na hnilecké granity. – Mineralia Slovaca, 1970, r. 2, č. 6, 159–164.
8. *Fusan O.* The paleozoic of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mountains. – In: Regional Geology of Czechoslovakia. Pt. II. The West Carpathians. Praha, 1968, p. 231–256.
9. *Kamenický J., Kamenický L.* Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-Gemerského Rudohoria. – Geologicke práce, z. 41. Bratislava, SAV, 1955, 3–73.
10. *Tauson L.V., Kozlov V.D.* Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore-bearing potencial of granites. – In: Geochemical Explorations 1973. Ed. by M.J. Jones. The Institute of Mining and Metallurgy, 1973, p. 37–44.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЧЕХОСЛОВАКИИ

Г.П. БАГДАСАРЯН, Р.Х. ГУКАСЯН, В. КОНЕЧНЫ, Й. ЛЕКСА

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ НЕОГЕНА СРЕДНЕЙ СЛОВАКИИ

(в свете радиологических и геологических данных)

В целях датирования стадий развития вулканической деятельности и выяснения характера миграции вулканизма во времени был произведен значительный объем геохронологических исследований калий–аргоновым методов пород неогенового вулканизма Средней Словакии. Эти исследования проводились в Лаборатории ядерной геохронологии Института геологических наук Академии наук Армянской ССР под руководством Г.П. Багдасаряна.

Результаты определений абсолютного возраста магматических пород сведены в табл. 1. Радиометрическое K-Ar исследование каждого образца породы проводилось параллельно двумя вариантами по методике, которая применялась при радиогеохронологических исследованиях горных пород Малых Карпат (см. статью Б. Цамбела, Г.П. Багдасаряна и других в настоящем сборнике).

Абсолютный возраст вулканических и интрузивных комплексов неогена Средней Словакии. К начальным проявлениям неогенового вулканизма на территории Словакии относятся риодацит-риолитовые туфы, залегающие в отложениях нижнего миоцена в области Южной Словакии (Ипельско–Римавская котловина). Прослойки этих туфов констатированы в морских осадках Эггенбурга. В период общего воздымания региона в оттническом веке пирокластический материал отлагался в континентальных условиях, в озерно-лагунных бассейнах. Радиометрический возраст этих туфов определен в 23 млн. лет (табл. 1, обр. № 1)*.

О продолжении вулканической активности свидетельствуют прослойки пемзовых туфов в морских осадках гельвета-карпата (возраст которых определяется в 21,7 ± 1,3 млн. лет, № 2).

Эксплозивные продукты риодацит-риолитового вулканизма, отложившиеся в осадках нижнего миоцена в Южной Словакии, приуроченные

* Далее будут даны только ссылки на порядковые номера этой таблицы.

Радиометрический возраст вулканических и интрузивных пород неогена Средней Словакии *

№ п/п	Лабораторный № обр.	Название породы и место взятия	Содержание K, %	Ar^{40}, нг/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot 10^{-3}$	Среднее значение возраста, млн. лет
1	2	3	4	5	6	7
I	АВ-24	Риодацитовый туф; ЮЗ от гор. Лученец, с. Калонда	2,57 (2)	4,08 (2)	1,29 (2)	23,0 (2)
2	АВ-2	Риодацитовый туф; район с. Кленяны к зап. от сс. Г.В. Кртищ	4,63 (2)	6,65 (4)	1,17 (4)	21,7±1,3 (4)
3	АВ-12	Пироксеновый андезит, экструзия; район сел. Грушов к зап. от С.В. Кртиш	1,25 (2)	1,60 (4)	1,94 (4)	18,5±0,9 (4)
4	АВ-10	Андезитовая брекчия, скважина ЦК-1 (61 м); район с. Церово к ЮЗ от г. Зволен	1,35 (2)	1,69 (2)	1,03 (2)	18,4±0,5 (2)
5	АВ-9	Андезитовая брекчия, скважина ЦК-1 (111 м); район с. Церово к ЮЗ от г. Зволен	0,94 (2)	1,10 (3)	0,97 (3)	17,3±0,8 (3)
6	АВ-11	Амфибол-андезитовый порфирит (шток), вершина г. Лысец; район с. Червеняны к ЮЗ от г. Зволен	1,44 (2)	1,79 (2)	1,02 (2)	18,2±0,8 (2)
7	1596/66	Базальтоидный андезит, лавовый поток; район с. Ст. Гута горы Яворие к ЮЗ от г. Зволен	0,76 (2)	0,88 (2)	0,95 (2)	16,4±0,6 (2)
8	Ко-11	Амфибол-пироксеновый андезит, лавовый поток, район с. Ст. Гута, горы Яворие к ЮВ от г. Зволен	2,64 (2)	2,03 (2)	0,63 (2)	11,4±0 (2)
9	Ко-10	Амфибол-пироксеновый андезит, лавовый поток; район с. Детва к В от г. Зволен	1,66 (2)	1,33 (2)	0,65 (2)	11,7±0,4 (2)

1	2	3	4	5	6	7
10	АВ-5	Диорит-порфирит амфиболовый; скв. ГК–7 район с. Ст. Гута, горы Яворие к ЮВ от г. Зволен	1,64 (2)	1,82 (2)	0,92 (2)	16,5±1 (2)
11	Ко-4	Диорит-порфирит; центральная часть горы Полана к СВ от г. Зволен	2,16 (2)	2,04 (2)	0,77 (2)	13,8±0,4 (2)
12	1595/66	Андезит амфиболовый с гранатом; Шиаторош к ЮВ от г. Лученец	1,21 (2)	1,13 (2)	0,76 (2)	13,5±1 (2)
13	АВ-14	Андезит пироксен-амфиболовый с гранатом, район с. Брезины к ЮВ от г. Зволен	1,76 (2)	2,00 (2)	0,94 (2)	16,7±1,2 (2)
14	АВ-6	Андезитовый порфирит, пироксеновы; г. Б. Штиявница, вершина Танад	2,24 (2)	2,59 (2)	0,95 (2)	17,0±0,5 (2)
15	АВ-22	Андезитовый порфирит, пироксеновый; гор. Б. Штиявница, к В от вершины Парадайэ	1,98 (2)	2,25 (2)	0,93 (2)	16,5±1,4 (2)
16	АВ-7	Андезит амфибол-биотитовый купол; район с. Антол к Ю от гор. Штиявницы	2,53 (2)	2,73 (3)	0,89 (3)	16,0±1 (3)
17	АВ-17	Риолитовый купол; район с. Глиник, окрестности гор. Жиар	7,43 (2)	8,25 (2)	0,91 (2)	16,2±0,1 (2)
18	Ко-6	Кварцевый диорит-порфирит, район с. Баниска к З от гор. Б. Штиявницы	1,98 (2)	1,61 (2)	0,67 (2)	11,9±0,4 (2)
19	АВ-15	Пемзовый туф, пироксен-андезитовый с биотитом; район гор. Б. Штиявницы, у с. Илия	2,03	2,18	0,88	15,7±0,5

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7
20	1593/66	Пироксеновый андезит, лавовый поток; район с. Горша к В от гор. Левице	2,44 (2)	2,24 (2)	0,75 (2)	13,5±0,5 (2)
21	1594/66	Пироксеновый андезит, лавовый поток; район с. Врхловце к В от гор. Левице	2,44 (2)	2,24 (2)	0,75 (2)	13,5±0,5 (2)
22	АВ-4	Риодацитовый туф, район с. Саздице к В от гор. Левице	2,3 (2)	2,17 (3)	0,76 (3)	13,6±0,3 (3)
23	Ко-17	Пироксеновый андезит, лавовый поток; район с. Теплички к Ю от гор. Б. Штиявницы	1,46 (2)	1,20 (2)	0,67 (2)	12,1±0 (2)
24	Ко-9	Пироксеновый андезит, лавовый поток; район г. Крупина	2,17 (2)	1,77 (2)	0,67 (2)	12±0,3 (2)
25	Ко-14	Риолит, экструзия; район г. Вигне	7,40 (2)	6,15 (2)	0,69 (2)	12,2±0,3 (2)
26	АВ-20	Гранодиорит; скважина КОВ-39 (1306 м); гор. Б. Штиявница	2,71 (2)	3,80 (2)	1,15 (2)	20,5±0,8 (2)
27	АВ-21	Гранодиорит; рудник Б. Штиявницы	4,87 (2)	4,78 (3)	0,86 (3)	15±0,9 (3)
28	Ко-2	Гранодиорит; скв. ГДШ-6; район г. Годруша	3,46 (2)	2,79 (3)	0,65 (3)	11,6±1,7 (3)
29	Ко-3	Диорит; район с. Ванки к С от Б. Штиявницы	1,24 (2)	0,92 (2)	0,61 (2)	11±0,5 (2)
30	Ко-5	Гранодиорит; район г. Годруша, к С от Б. Штиявницы	2,87 (2)	2,24 (2)	0,65 (2)	11,6±0,1 (2)
31	Ко-8	Андезит амфиболо-пироксеновый, лавовый поток, район с. Ястраба к ЮВ от г. Кремница	2,01 (2)	1,61 (3)	0,66 (3)	11,8±0,9 (3)

1	2	3	4	5	6	7
32	АВ-16	Андезит пироксеновый, лавовый поток; район с. Горный Турчок, к С от Кремницы	1,19 (2)	1,28 (2)	0,85 (2)	15,2±1 (2)
33	25	Риолитовый купол; район с. Ст. Кремничка к В от гор. Жиар	4,36 (2)	3,29 (3)	0,62 (3)	11,2±0,3 (3)
34	Ко-7	Базальто-андезит; район г. Кремница, вершина горы Скалка	1,445 (2)	0,93 (3)	0,53 (3)	9,6±0,4 (3)
35	Ко-13	Андезит пироксеновый, лавовый поток горы Иновец, к СВ от г. Зл. Моравце	2,04 (2)	1,74 (3)	0,69 (3)	10,4±0,2 (3)
36	Ко-12	Игнимбритовый поток (пироксен-амфибол-биотит-андезитовый), район с. Обыце, к СВ от Зл. Моравце	2,37	1,44	0,50	9,2±0,7
37	Ко-1	Гранодиорит, скважина ГК-14 (1263), район с. Бреги, к Ю от г. Н. Баня	2,63 (2)	2,08 (3)	0,65 (3)	11,5±0,8 (3)
38	Ко-18	Андезит пироксеновый, лавовый поток; горы Втачник к Ю от г. Новаки	1,55 (2)	1,38 (3)	0,73 (3)	14,5±0,2 (3)
39	Ко-20	Андезит, амфибол пироксеновый, экструзия; район с. Грабичов к С от г. Н. Баня	2,69	2,07	0,63	11,5±0,2
40	Ко-15	Риолит, экструзия; район г. Клак, к СЗ от г. Глиник	3,94 (2)	3,11 (2)	0,65 (2)	11,7±0,3 (2)
41	Ко-19	Андезито-базальт, лавовый поток; район с. Шехвалд, к В от г. Новаки	1,43 (2)	0,66 (3)	0,38 (3)	7,1±0,8 (3)
42	1597/66	Базанит, лавовый поток; район г. Н. Баня	1,38	Отсутствует радиогенный аргон, возраст верхний плиоцен или постплиоцен		

* Цифры в скобках указывают на количество определений.

к центрам извержений в пределах Северной Венгрии, связаны с развитием вулканотектонической депрессии (грабена) в бассейне реки Тиссы и перенесены на территорию Южной Словакии главным образом аэральным путем, соответствуя "нижнему риолитовому туфу"[12].

Первые проявления андезитового вулканизма установлены по биостратиграфическим данным в нижнем бадене в области южной окраины Крупинской верховины и Ковачовских вершин Южной Словакии. Центры извержений андезитового вулканизма на первом из этих участков приурочены к тектонической зоне СВ-ЮЗ направления (Шаганско-Лысецкая вулканотектоническая зона [8]). Вулканизм в южной части зоны начинается образованием экструзий и интрузий амфибол-пироксеновых андезитов (дайки, купола, линейно вытянутые экструзии) в субмаринной среде и литоральной-сублиторальной зоне. В период воздымания региона интрузивно-экструзивные тела подвергаются в приповерхностных и поверхностных условиях сингенетической дезинтеграции и дроблению с отложением вулканокластического материала в окрестности эруптивных центров. Вулканоосадочные толщи при этом образуют формацию Винница-Прибельце. Абсолютный возраст экструзивного тела дает 18,5 ± 0,9 млн. лет (№ 3), а по биостратиграфическим данным определяется как нижнебаденская-ланзендорфская серия.

Продукты последующего эксплозивного вулканизма (пироксеновые андезиты формации Человце-Опава) в средней части зоны дают возраст 18,4 ± 0,5 млн. лет (№ 4) и 17,3 ± 0,8 млн. лет (№ 5). Развитие вулканизма и отложение его продуктов (брекчии, туфы) имели место в прибрежной зоне и частично в континентальных условиях, в мелководной среде.

В северной части зоны развиты продукты эксплозивного вулканизма формации Лысец, которые образуют моногенный вулкан на суше. Экструзивные купола, внедрившиеся в заключительной стадии в центре ареала извержений, имеют радиометрический возраст 18,2 ± 0,8 млн. лет (№6).

В связи с миграцией тектонической деятельности к северо-западу активизируются центры андезитового вулканизма в области гор Явория и Полава. Развитие стратовулкана Явория охватывает несколько этапов эксплозивно-эффузивного андезитового вулканизма. На более поздней стадии развития стратовулкана в период излияний лавовых потоков базальт-андезитов в мелководном бассейне формируется гиалокластический комплекс. Возраст лавового потока базальт-андезита определен в 16,4 ± 0,6 млн. лет (№ 7).

Следующий стратовулканический комплекс амфибол-пироксенового андезита формируется после перерыва вулканической деятельности и денудации верхней части гиалокластического комплекса. Лавовые потоки амфибол-пироксенового андезита имеют возраст 11,4 млн. лет (№ 8) и 11,7 ± 0,4 млн. лет. (№ 9). В заключение вулканической деятельности образуется вулкано-тектоническая депрессия (кальдера) в области Калинка–Виглаш–Роги, сопровождаемая внедрением даек андезито-дацитов и риодацитов и экструзивных куполов пироксен-андезитов. В части центральной зоны в пределах приподнятого блока встречаются среди пропилитизированных андезитов малые интрузии – от диорит-порфиритов до габбро-диорит-порфиритов [14]. Наличие интрузивного тела диорит-порфири-

та подтверждается буровой скважиной Гк-7. Возраст этого интрузива определяется 16,5 ± 1,0 млн. лет (№ 10).

Вулканизм в области Полана начинается эксплозиями риодацитовых туфов, сменяющимися эффузиями и экструзиями риодацитовых лав.

Следующий стратовулканический комплекс формируется в результате эксплозивно-эффузивного вулканизма, давшего пироксеновые андезиты. По мнению некоторых авторов [5], в конце вулканической деятельности в центральной части этой области образуется вулканотектоническая депрессия кальдерного типа. Возраст интрузии диорит-порфирита, обнажающейся среди пропилитизированных андезитов, определен в 13,8 ± 0,4 млн. лет (№ 11).

Интрузивно-экструзивные тела пироксен-амфиболовых андезитов, тяготеющие к стратовулканическим комплексам (между горами Штиявница и Яворие) и в юго-восточной части региона (Шиаторош) дают возраста 13,5 ± 0,1 млн. лет для обр. 12 (Каранч-Шиаторош) и 16,0 ± 1,0 млн. лет для образца № 13 (Брезины).

Образование наиболее обширных стратовулканов, сопровождаемых внедрением интрузивных комплексов в центральных частях, происходило в западной части вулканического региона. Развитие вулканизма имело место в тектонически активном регионе с образованием горст-грабеновых структур.

Стратовулканический комплекс Штиавницких гор формировался в течение нескольких этапов развития [9]. На первом этапе в результате эксплозивно-эффузивной деятельности, давшей пироксеновые андезиты (с биотитом и амфиболом), образуется обширный стратовулкан. Андезиты и андезитовые порфириты из центральной части вулкана имеют возраста 17,0 ± 0,5 млн. лет (№ 14) и 16,5 ± 1,4 млн. лет (№ 15).

Начало нового этапа вулканизма (III этап) характеризуется эксплозиями пемзовых и пепловых туфов, сменяющихся экструзиями и излиянием лав амфибол-биотитовых андезитов и дацитов. Их возраст – 16,0 ± 1,0 млн. лет (№ 16). С эксплозивно-эффузивной деятельностью связано формирование вулкано-тектонической депрессии кальдерного типа вдоль концентрических разломов. Пирокластические и экструзивно-эффузивные продукты выполняют кальдерную структуру мощностью 450–550 м. Вдоль концентрических разломов образовались экструзии плагиоклазовых риолитов, возраст которых определен 16,2 ± 0,1 млн. лет (№ 17). В кальдере проседания в субвулканических условиях образуются силловые и дайковые тела кварц-диорит-порфиритов, обсолютный возраст которых 11,9 ± 0,4 млн. лет (№ 18).

Следующий, IV этап развития стратовулкана начинается с выброса пемзовых туфов, возраст которых 15,7 ± 0,5 млн. лет (№ 19). За ними следует изияние лав пироксеновых андезитов, первые потоки которых частично перекрывают древнюю стратовулканическую постройу I этапа. Следующие лавовые потоки пироксеновых андезитов на периферии стратовулканической постройки датированы в 13,5 ± 0,5 млн. лет (№ 20) и 13,5 ± 0,5 млн. лет (№ 21).

В результате излияния в водную среду в прибрежной зоне образуются гиалокластические брекчии со стекловатой основной массой андезитового

состава. Лавовые потоки, залегающие на риодацитовых пемзовых туфах, дают возраст 13,6 ± 0,3 млн. лет (№ 22). Верхняя часть стратовулканической постройки, сложенная лавовыми потоками пироксеновых андезитов, имеет относительно более молодой возраст: 12,1 ± 0 (№ 23) и 12,0 ± 0,3 млн. лет (№ 24).

На завершающем этапе вулканической деятельности (V этап) происходило поднятие западной части кальдеры и образование горстовой структуры. Вдоль западной периферии последней внедрялись экструзии и извергались риолиты, а в центральной части горста и его восточной окраине – интрузии дайкообразных тел. Возраст риолитовых экструзий определяется в 12,2 ± 0,3 млн. лет (№ 25). Позднейшая стадия формирования горстовой структуры сопровождается подъемом гидротермальных растворов с образованием жил с Au, Pb, Zn, Cu минерализацией. Рудные жилы пересекают дайки риолитов.

В плиоценовое время в восточной периферии горста вдоль глубинного разлома проявляется базальтовая магма, формирующая небольшой стратовулкан, и образуются некки нефелиновых базанитов (Калвариа и Кисибель). В результате глубокой эрозии в западной части горста вскрывается интрузивный комплекс диорит-гранодиоритов пространственно и, по-видимому, генетически сопряженный с вулканическим комплексом. Эти представления подтверждаются результатами радиометрических исследований образцов, давших возрасты: 20,5 ± 0,8 млн. лет (№ 26), 15,0 ± 0,9 млн. лет (№ 27), 11,6 ± 1,7 млн. лет (№ 28), 11,0 ± 0,5 млн. лет (№ 29), 11,6 ± 0,1 млн. лет (№ 30).

Вулканическая деятельность в области Кремницких гор, по Ф. Фиалу [3] и Й. Лэксу [11], произошла в период бадена – плиоцена в несколько этапов. Нижняя часть вулканической структуры предполагаемого баденского возраста представлена стратовулканическим комплексом пироксеновых андезитов и интрузиями пироксен-амфиболовых андезитов, диорит-порфиритов и диоритов в центральной части.

Вулканизм следующего этапа сопряжен с меридиональной системой разломов, к которым приурочены экструзии и эффузии пироксен-амфиболовых андезитов с возрастом[1] 11,8 ± 0,9 млн. лет (№ 31) и амфибол-биотитовых андезитов. Возобновление вулканизма в сармате привело к образованию нескольких небольших по размерам стратовулканов; сложенных пироксеновыми андезитами с возрастом 15,2 ± 1 млн. лет (№32). С указанной системой разломов связаны и экструзивно-эксплозивные образования риолитов, возраст которых определяется в 11,2 ± 0,3 млн. лет (№ 33). По М. Бемеру [1], образование рудных жил с Au минерализацией в районе Кремница-Кремницкие Бани находится в тесной связи с этими риолитами. Заключительный этап характеризуется формированием небольших стратовулканов базальтоидных андезитов в северной части области Кремницких гор с возрастом 9,6 ± 0,4 млн. лет (№ 34) и рядом даек и интрузивных тел в северо-восточной и южной частях этой области.

В северо-западной части вулканического региона располагаются стратовулканические комплексы гор Иновец и Втачник.

---

[1] Некоторое несогласие абсолютного возраста с предполагаемой геологической позицией нуждается в дополнительном исследовании.

Стратиграфически нижние части Иновецких гор сложены эксплозивно-эффузивными и экструзивными образованиями пироксеновых, амфибол-содержащих андезитов баденского возраста [6]. Эти породы трансгрессивно перекрыты отложениями нижнего сармата, на которых закладывается другой стратовулканический комплекс пироксеновых андезитов, датируемых в 10,4 ± 0,2 млн. лет (№ 35). Игнимбритовый поток состава пироксенового андезита с биотитом и амфиболом дает возраст 9,2 ± 0,7 млн. лет (№ 36). В пределах этой вулканической постройки буровыми скважинами вскрывается субвулканический интрузивный комплекс гранодиоритов и гранодиорит-порфиров с возрастом 11,5 ± 0,8 млн. лет (№ 37).

Вулканизм горной области Втачник также носит эксплозивно-эффузивный характер. Продукты его деятельности, представленные пироксен-амфиболовыми андезитами, подверглись разрушению. Перерыв в вулканической деятельности в этой области сопровождается образованием угольного бассейна Приевидза – Новаки, заложение которого по палинологическим данным относится к нижнему сармату [4]. К кровле осадков угольного бассейна приурочен стратовулканический комплекс пироксеновых андезитов (с амфиболом) с участием экструзий. Их возраст определяется в 14,5 ± 0,2 млн. лет (№38) и 11,5 ± 0,2 млн. лет (№ 39). Вдоль тектонической зоны меридионального направления (Нова Баня – Клак) внедряются экструзии риолитов, возраст которых 11,7 ± 0,3 млн. лет (№ 40).

Вулканизм заключительного этапа проявился в образовании лавовых потоков, некков и даек базальтоидных андезитов в северной части гор Втачника с возрастом 7,1 ± 0,8 млн. лет (№ 41).

Финальный базальтовый вулканизм, сопряженный с разломами глубинного заложения, проявился в области Среднесловацкого неогенового вулканического региона лишь в ограниченном масштабе. По геологическим и биостратиграфическим данным предполагается плиоцен-плейстоценовое время проявления базальтоидного вулканизма. Радиометрическими исследованиями выявляется незначительное, масс-спектрометрически не измеряемое содержание в породах радиогенного аргона, что несомненно указывает на весьма молодой, по-видимому, верхнеплиоцен-плейстоценовый возраст.

Заключение

Результаты радиометрического датирования подтверждают длительность андезит-риолитового вулканизма в области Западных Карпат (Среднесловацкий регион) от нижнего миоцена до плиоцена.

Начальные вулканические продукты на территории Словакии представлены риодацит-риолитовыми туфами, которые отложились в морских и континентально-озерных осадках (эггенбург, оттний, карпат-гельвет) в области Южной Словакии. Продукты этого вулканизма связываются с центрами извержений в Северной Венгрии.

В ходе развития андезитового вулканизма наблюдается миграция вулканической деятельности от юго-востока в направлении к северо-западу и к северу. Андезитовый вулканизм начинается на южных окраинах

Крупинской верховины в нижнем бадене и завершается в северной и северо-западной части региона, в области Кремницких гор и гор Втачника в плиоцене. Такое направление миграции отвечает общему перемещению тектонической и вулканической деятельности в течение неогена от центрального паннонского блока к орогенической зоне.

Радиометрическими исследованиями подтверждается временная, пространственная и генетическая связь между интрузивными комплексами типа диорит, гранодиорит, гранодиорит-порфир и развитием вулканических структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Böhmer M.* Relation between potasium trachytes, rhyolites and mineralization in the Kremnica ore fields. – Geol. práce, Správy, 60, Bratislava, 1961.
2. *Burian J., Konecný V., Lexa J.* Regionálny loziskový výskum stredoslovenských neovulkanitov, lozisko Banská Stiavnica; Archiv GUDS Bratislava, 1968.
3. *Fiala F.* Chemismus neogénnic vulkanitú Kremnických hor. – Geol. práce, Spravy, 25–26. Bratislava, 1962.
4. *Gasparic J., Planderová E.* Correlation of sediments from Ziar basin with sediments from Handlová-Nováky basins. – Zbor. geol. vied Záp. Karpaty, zv. 3. Bratislava, 1970.
5. *Húsenica J.* Prispevok ku geologuckej stavbe polygennej sopky Polany. – Geol. práce, Spravy, 49, Bratislava, 1958.
6. *Karolus K., Forgás J.* Prehlad vulkanizmu v Stiavnickom pohori a Hron. – Inovci v mer. 1 : 100 000. Min. Slovaca 3–4 Spis. N Ves., 1968.
7. *Konecný V.* Prispevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov. – Min. Slovaca, 3–4 Spis. N. Ves., 1969.
8. *Konecný V., Bagdasarian G.P., Vass D.* Evolution scheme of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. Acta geol., Acad. Sci. Hung., tom 13. Budapest, 1969.
9. *Konecný V.* Evolutionary Stages of the B. Stiavnica Caldera and its Post-volcanic Structures. – Bull. Volc. XXXV-1, Napoli, Italia, 1971.
10. *Kuthan M.* Neovulkanity Csl. Karpát. – Regeonálna geologia diel 11, 1967.
11. *Lex. J.* Stratovulkán bazaltoidného andezitu v. sev. casti Kremnického pohoria. – Geol. Práce, Spravy 55 , Bratislava, 1971.
12. *Pantó G.* The Role of Ignimbrites in the Volcanism of Hungary. – Acta Geol. VI, Budapest, 1969.
13. *Stille H.* Frage der Herkunft der Magmen Abh. press. A. Wiss. – Mt. Phys. Kl. Wo-13, Berlin, 1939.
14. *Valach J.* Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch v oblasti Viglas. Huta-Kalinka. – Geol. práce Správy, 38, Bratislava, 1965.

М.М. АРАКЕЛЯНЦ, О.А. БОГАТИКОВ, А.М. БОРСУК, Л. КОПЕЦКИЙ

МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ЧЕШСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Согласно современным представлениям [1, 4] рифтовые зоны Земли характеризуются весьма специфической морфологией, вещественным составом и глубинной структурой земной коры. Наиболее существенными признаками рифтогенных зон являются: утонение земной коры, общий сводовый ее характер, разуплотнение верхней мантии, разрывные нарушения, создающие системы грабенов и горстов, высокая проницаемость разломов для магматических расплавов, повышенный тепловой топок и сейсмичность.

Перечисленные выше особенности характерны для Чешско-Силезской вулканической области Чехословакии, расположенной между Рудными горами и Баррандовым прогибом. Эта область протягивается сравнительно узкой полосой через район и г. Карловы-Вары, г. Усти над Лабой к границе с ГДР и Польшей. С севера эта область ограничена Рудногорским, а с юга Литомерицким глубинными разломами. Чешскими геологами было показано, что указанная вулканическая область представляет собой рифтовую зону, которая, возможно, является частью обширной Европейско-Африканской рифтовой системы.

Вулканические породы Северо-Чешской рифтовой области представлены щелочными базальтоидами и трахитами, образующими единую базальт-трахитовую магматическую формацию, характерную для рифтовых зон и поздних (орогенных) этапов развития подвижных областей.

В пределах Северо-Чешской рифтовой зоны по геологическим данным устанавливаются три фазы развития щелочного магматизма: 1) конец олигоцена – начало миоцена; 2) конец миоцена–плиоцен и 3) антропоген. Наиболее широко представлены продукты щелочно-базальтоидного вулканизма первой фазы, главные разновидности которых были отобраны нами из обнажений и химически проанализированы (табл. 1):

1) обр. А-3, ронгштекит (Ростск около г. Дечин). Небольшое субвулканическое тело в центральной части зоны;

2) обр. А-6, содалитовый фонолит (Железницкий Верх около г. Мост), интрузив;

3) обр. В-3, содалитовый щелочной трахит с примесью нефелина (г. Клетечно), излившаяся вулканическая порода, перекрывающая базальтовые туфы;

4) обр. В-12, трахит (Албержице, вблизи г. Бенешов), дайкоподобная порода;

5) обр. В-5, содалитовый сиенитовый порфир (Градиште, вблизи г. Велке Брежзно), интрузивное тело в отложениях верхнего мела;

6) обр. А-2, натролитизированный содалитовый щелочной трахит (Марианская гора, вблизи г. Усти над Лабой), лакколит в верхнемеловых отложениях;

7) обр. В-9, содалитовый трахибазальт (Стрижижовицка гора, вблизи г. Усти над Лабой), излившаяся вулканическая порода.

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР K-Ar методом было проведено радиологическое датирование этих образцов (табл. 2).

Таблица 1

Химические анализы изверженных пород Северо-Чешской рифтовой области (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	А-3	А-6	В-3	В-12	В-5	А-2	В-9
SiO_2	46,89	54,44	57,66	64,69	51,01	55,98	49,59
TiO_2	2,70	0,30	0,23	0,31	2,01	0,64	1,70
Al_2O_3	16,59	22,68	18,34	18,46	19,53	19,53	18,23
Fe_2O_3	3,99	2,69	1,93	–	3,79	1,67	3,77
FeO	6,68	0,27	0,70	3,44	2,48	1,30	2,88
MnO	0,19	0,27	0,26	следы	0,25	0,17	0,20
MgO	4,28	0,05	0,20	0,50	1,17	0,20	1,74
CaO	9,18	0,17	2,34	1,72	6,16	3,17	8,06
Na_2O	3,89	9,57	7,16	4,61	6,52	7,31	4,45
K_2O	2,99	5,99	6,24	6,46	3,74	5,51	4,26
H_2O^+	1,17	2,30	1,67	0,24	3,41	3,62	2,86
H_2O^-	0,02	1,26	0,63	–	0,22	0,14	1,83
P_2O_5	0,69	0,07	0,07	0,18	0,62	0,07	0,57
Li_2O	–	–	–	–	–	следы	0,06
CO_2	0,13	–	0,67	–	0,78	следы	0,60
BaO	–	–	–	0,09	–	–	–
S	0,08	–	–	–	0,19	0,01	0,03
Сумма	99,47	100,06	100,57	100,58	100,81	99,32	100,83

Полученные даты указывают на то, что формирование вулканических и гипабиссальных пород первой фазы заключено в интервале 23–35 млн.лет. Этот промежуток времени характеризуется максимальной магматической активностью рифтовой зоны и достаточно пестрым петрохимическим составом магматических пород, в котором, однако, можно заметить некоторую закономерность.

Наиболее ранними породами оказываются ронгштокиты (эссекситы) и содалитовые фонолиты (33–35 млн. лет), затем следуют трахиты и сиенитовые порфиры (26–29 млн. лет) и последними среди магматитов этой фазы изливаются трахибазальты (23 млн. лет).

Сопоставление химизма базальтовых ассоциаций рифтовых зон Земли показало [3], что можно выделить четыре группы магматических ассоциаций: недифференцированных щелочных оливиновых базальтов, нефелиновых базальтов и трахитов, кварцевых толеитов и оливин-гиперстеновых толеитов. По своему петрографическому и химическому составу магматические породы Северо-Чешской рифтовой области можно отнести главным образом ко второй группе магматических ассоциаций рифтовых зон, в меньшей степени – к первой. По химизму указанные породы сопоставимы с породами Восточно-Африканской рифтовой зоны, где В.И. Герасимовским и А.И. Поляковым [2] выделены четыре дифференцированные серии вулканических пород: калиевая щелочная, натровая щелочная, умеренной щелочности (щелочно-оливин-базальтовая) и толеитовая. Первые две серии также характерны для щелочных пород северной Чехословакии.

Таблица 2

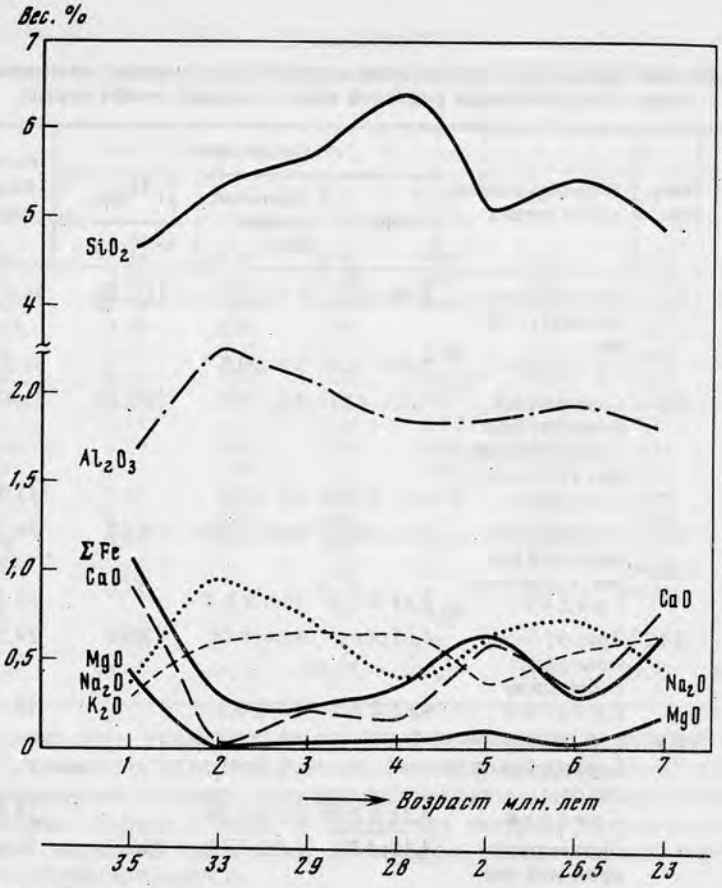
Результаты определения абсолютного возраста К-Ar методом изверженных пород Северо-Чешской рифтовой зоны (валовые пробы пород)

№ п/п	Образец	Название породы, место взятия	Содержание			Возраст, млн. лет
			Калия, %	Радиоген. аргона, нг/г	$\frac{Ar^{40}\text{рад.}}{Ar^{40}\text{общ.}}$, %	
1	7-3	Эссексит (ронгштокит), г. Дечин	2,38; 2,37	5,7 ; 5,6	31 ; 35	34,8 ; 34,6
		Среднее	2,38 ± 0,04	5,7 ± 0,2		35 ± 2,0
2	А-6	Содалитовый фонолит, близ с. Железницкий Врх (г. Мост)	4,31 ; 4,31	9,8 ; 9,6	32 ; 33	33,4 ; 32,1
		Среднее	4,31 ± 0,04	9,7 ± 0,3		33 ± 2
3	В-3	Содалитовый щелочной трахит, г. Клетечна	5,12 ; 5,14	10,1 ; 9,96	53;58	29; 28,5
		Среднее	5,13 ± 0,05	10,0 ± 0,3		29 ± 1,5
4	В-12	Трахит, Албержице (близ г. Бенешов)	4,63; 4,63	8,64; 8,78	43; 51	27,5; 27,7
		Среднее	4,63 ± 0,04	8,7 ± 0,3		28 ± 1,5
5	В-5	Сиенитовый порфир, Градиште				
		Среднее	4,31 ± 0,04	8,2 ± 0,20		28 ± 1,5
6	А-2	Содалитовый щелочной трахит, Марианская скала	4,41; 4,38	8,02; 7,89	36; 37	26,8; 26,2
		Среднее	4,40 ± 0,04	8,0 ± 0,2		26,5 ± 1,5
7	В-9	Содалитовый трахибазальт, Стржижовница гора	3,41; 3,39	5,4; 5,2	27; 31	23,4; 22,4
		Среднее	3,40 ± 0,04	5,3 ± 0,2		23 ± 1,5

Если расположить горные породы и соответствующие им химические анализы в порядке уменьшения радиогенного возраста, то можно проследить характер эволюции магматического очага за 12 млн. лет первой фазы магматизма Северо-Чешскай рифтовой зоны (см. рисунок).

Содержание кремнезема заметно меняется: вначале оно постепенно возрастает, достигая почти 65 вес.%, затем к концу фазы опускается до 49,5%, образуя на графике довольно плавную кривую.

Относительно высокие содержания титана (до 2,7%) характерны только для наиболее мафических дифференциатов магматических пород риф-



Вариационная диграмма содержания петрогенных компонентов в разновозрастных магматических породах Северо-Чешской рифтовой зоны

товой зоны. Его содержание хорошо коррелируется с содержанием кремнезема, в меньшей степени глинозема.

Содержание железа (суммарного) также колеблется обратно пропорционально концентрации кремнезема. То же можно отметить и в поведении магния.

Относительно наиболее высокие содержания Ca (при общей низкой кальциевости пород) характерны для мафических дифференциатов, приближающихся по составу к трахибазальтам. На графике (см. рис.) линия Ca образует также довольно плавную кривую.

Суммарное содержание щелочей в магматических породах первой фазы магматизма рифтовой зоны колеблется от 6,5 до 15,5 вес.% и резко нарастает в начале фазы (33 млн. лет), затем постепенно снижается. K и Na не всегда согласуются с колебанием их суммарного содержания, а образуют некоторые отклонения. Так, низкое содержание K_2O характер-

но для содалитового сиенитового порфира Градиште, а натрия – для трахита Албержице (28 млн. лет). Высокое содержание Na_2O (до 7,3 вес.%) отмечается для содалитового щелочного трахита Марианской горы.

Повышенная концентрация в магматических породах Северо-Чешской рифтовой зоны воды связана с насыщенностью их цеолитами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боголепов К.В.* О понятиях "рифтовая структура" и "рифтогенез". – В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.
2. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия и генезис пород вулканических серий рифтовых зон В. Африки и Исландии. – В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.
3. *Грачев А.Ф.* Петрохимия базальтоидов Байкальской рифтовой зоны и их место в ряду базальтоидных ассоциаций современных и древних рифтовых областей Земли. – В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.
4. *Яншин А.Л.* Что же такое рифты? – В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.

СОДЕРЖАНИЕ

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧЕШСКОГО МАССИВА

Проблемы кристаллического фундамента Чешского массива 5

В.Зоубек, М.Д. Крылова, И. Лосерт, Ф.П. Митрофанов, В.М. Чернов, К.А. Шуркин. Лептиниты Карело-Кольской части Балтийского щита и Чешского массива . . . . . –

В. Зоубек, И.М. Горохов, Н.Н. Мельников, В.П. Чекулаев, Э.С. Варшавская. Rb-Sr возраст пород каплицкой группы молданубикума в Южной Чехии. 73

И.М. Горохов, И. Лосерт, Э.С. Варшавская, Э.Л. Кутявин, Н.Н. Мельников, В.П. Чекулаев. Rb-Sr геохронология метаморфических пород восточной части Чешского массива (район Рудных гор и прилегающей к ним части Чешско-Моравской возвышенности) 81

Н.Г. Удовкина, А. Дубек, М. Ланг. Эклогиты Чешского массива и метаморфических толщ СССР. 101

Ф.П. Митрофанов, К. Бенеш. Структурные типы гранитоидных массивов . 118

Гранитоиды Среднечешского плутона 131

Г.Д. Афанасьев, М.М. Аракелянц, О.А. Богатиков, А.М. Борсук, М. Паливцова. Проблема возраста и генезиса гранитоидов Среднечешского плутона . . . . . –

Л.В. Таусон, В.Д. Козлов, М. Паливцова, А. Цимбальникова. Геохимические особенности гранитоидов Среднечешского плутона и некоторые вопросы их генезиса 145

М.Г. Руб, В.А. Павлов, М. Паливцова, В. Гейл, Н.В. Тронева. Акцессорные магнетиты некоторых типов пород Среднечешского плутона как индикаторы их генезиса 162

А. Цимбальникова, М. Паливцова, В. Гейл, А. Машталка, М.М. Аракелянц. Биотит из ржичанского гранита и его богатых биотитом ксенолитов (ЧССР, Среднечешский плутон) 178

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Проблемы кристаллического фундамента Западных Карпат. 188

Н.П. Семененко, Б. Цамбел, Н.П. Щербак, П. Грецула, Е.Н. Бартницкий, Л. Каменицкий, Г.Д. Елисеева, Н.Ю. Левковская. Геохронологическое сопоставление кристаллического основания Западных и Восточных Карпат по данным уран-торий-свинцового метода. . . . . –

Б. Цамбел, Г.П. Багдасарян, В.А. Агамалян, И. Веселски, Р.Х. Гукасян, З.О. Чибухчян. Радиогеохронология горных пород и молодых наложенных процессов области Малых Карпат (Словакия) 199

Б. Цамбел, Л. Каменицкий, И.С. Красивская. Материалы к корреляции кристаллических пород Западных Карпат и Большого Кавказа. 209

Б.В. Тимофеев. Находки вендских микрофитофоссилий во флишевой зоне Закарпатской области. 223

М. Жабка, Н.Ю. Левковская, Г.Я. Терец. Сепарация и характеристика акцессорного циркона из кристаллических пород Западных Карпат 228

Оловоносные гранитоиды Западных Карпат. 241

Б. Цамбел, Л. Каменицкий, И. Матула, М.Г. Руб, В.А. Павлов, Н.А. Аширмина. Сравнительная геолого-петрографическая характеристика оловоносных гранитов Словакии и некоторых регионов СССР . . . . . –

Л.В. Таусон, Б. Цамбел, В.Д. Козлов, Л. Каменицкий. Геохимические черты оловоносных гемеридных гранитов Словакии. 262

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЧЕХОСЛОВАКИИ

Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян, В. Конечны, Й. Лекса. Геохронология вулканических и интрузивных пород неогена Средней Словакии (в свете радиологических и геологических данных) 271

М.М. Аракелянц, О.А. Богатиков, А.М. Борсук, Л. Копецкий. Магматизм Северо-Чешской рифтовой зоны 281

УДК 551.72 + 552.40

Лептиниты Карело-Кольской части Балтийского щита и Чешского массива. З о у б е к В., К р ы л о в а М.Д., Л о с е р т И., М и т р о ф а н о в Ф.П., Ч е р н о в В.М., Ш у р к и н К.А. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Совместные советско-чехословацкие исследования докембрийских лептинитов разных структур позволили провести сравнительное геологическое, петрографическое, химическое и геохимическое изучение этих пород различных фаций метаморфизма беломорид, карелид, молданубикума, отчасти свекофеннид и баррандиена. По многим вещественным характеристикам лептиниты отличаются друг от друга, являются как натриевыми, так и калиевыми, но часто определяется и их вулканогенная природа и когенетичность с интрузивными гранитоидами. В пределах конкретных структур устанавливается литостратиграфическое значение лептинитовых формаций. Табл. 7, библ. 65, илл. 32.

УДК 550.93

Rb-Sr возраст пород каплицкой группы молданубикума в Южной Чехии. З о у б е к В. и др. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Приведены результаты определения содержаний Rb и Sr и изотопного состава Sr в образцах слюдяных сланцев каплицкой группы, слагающей верхнюю часть стратиграфического разреза молданубикума Чешского массива. Возраст, вычисленный Rb-Sr изохронным методом, составляет 523 ± 38 млн. лет ($Rb^{87} = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$). Табл. 1, библ. 37, илл. 2.

УДК 550.93

Rb-Sr геохронология метаморфических пород восточной части Чешского массива (район рудных гор и прилегающей к ним части Чешско-Моравской возвышенности). Г о р о х о в И.М., Л о с е р т И., В а р ш а в с к а я Э.С., К у т я в и н Э.П., М е л ь н и к о в Н.Н., Ч е к у л а е в В.П. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Приведены результаты определения содержаний Rb и Sr и изотопного состава Sr в 23 образцах метаморфических пород из различных литостратиграфических единиц Чешского массива. Показано, что региональный метаморфизм пород северомолданубского (кутногорского) и южномолданубского комплексов происходил одновременно 482 ± 6 млн. лет назад. Для пород силлиманит-мусковитовой зоны получено значение Rb-Sr возраста 401 ± 42 млн. лет, свидетельствующее о проявлении здесь процессов диафтореза. Табл. 4, библ. 54, илл. 8.

УДК 552.48

Новые данные по вещественному составу и возрасту эклогитов Чешского массива. У д о в к и н а Н.Г., Д у д е к А., Л а н г М. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Приводятся новые данные по минералогии и абсолютному возрасту метаморфизма эклогитов молданубикума и Крушных гор. Минералогические особенности эклогитов Чешского массива и их геологическая позиция сопоставляются с эклогитами метаморфических комплексов СССР. Табл. 6, библ. 36, илл. 3.

УДК 552.321.1

Проблема возраста и генезиса гранитоидов Среднечешского плутона. А ф а н а с ь е в Г.Д., П а л и в ц о в а М., А р а к е л я н ц М.М., Б о г а т и к о в О.А., Б о р с у к А.М. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

В статье изложены данные, касающиеся геологического положения радиологического возраста и петрографо-минералогических особенностей гранитоидов Среднечешского плутона. На основании всех имеющихся фактов авторы приходят к выводу, что формирование плутона представляло сложный полихронный процесс, начавшийся еще в нижнепалеозойское и, возможно, докембрийское время. Табл. 4, библ. 14, илл. 1.

УДК 552.321.1 + 550.422

Геохимические особенности Среднечешского плутона и некоторые вопросы их генезиса. Т а у с о н Л.В., П а л и в ц о в а М., К о з л о в В.Д., Ц и м б а л ь н и к о в а А. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Рассмотрены первые данные, полученные авторами по редкоэлементному составу гранитоидов плутона. Установлено, что по геохимическим особенностям гранитоиды Среднечешского плутона отчетливо подразделяются на две группы: 1) дурбахиты и близкие им по геохимическим признакам гранитоиды; 2) гранитоиды, обнаруживающие общие геохимические особенности с толиитовыми базальтами. Табл. 3, библ. 14, илл. 4.

УДК 552.31

Структурные типы гранитоидных массивов. М и т р о ф а н о в Ф.П., Б е н е ш К. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Сопоставлены структурные типы гранитоидных массивов, расположенных в мобильных зонах докембрия (главным образом на Балтийском щите) и в Чешском срединном массиве варисцид. По отношениям к структурам определенных этапов деформаций, регионного метаморфизма и ультраморфизма – мигматизации в глубинных метаморфидах докембрийских складчатых зон выделяются доскладчатые, раннескладчатые, соскладчатые, поздне- и после-складчатые структурные типы массивов кислых пород. Библ. 14, илл. 8.

УДК 552.321 : 552.124.3

Акцессорные магнетиты некоторых типов пород Среднечешского плутона как индикаторы их генезиса. П а л и в ц о в а М., Г е й л В., Р у б М.Г., П а в л о в В.А., Т р о н е в а Н.В. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Рассмотрены особенности состава акцессорных магнетитов гранитоидов Среднечешского плутона, полученные на микрозондовом анализаторе. Сравнение полученных данных с акцессорными магнетитами различных генетических типов гранитоидов СССР позволяет высказать предположение о том, что в пределах Среднечешского плутона проявлены два генетических типа гранитоидов. Табл. 4, библ. 11, илл. 6.

УДК 552.321 + 550.422

Биотит из ржичанского гранита и его богатых биотитом ксенолитов (ЧССР, Среднечешский плутон). Цимбальникова А., Паливцова М., Гейл В., Машталка А., Аракелянц М. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Содержания микроэлементов (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, K, Na, H_2O^+, H_2O^-) и микроэлементов (V, Cr, Br, Rb, In, Cs, La, Sm, Dy, U) были определены для биотитов из ржичанского гранита и содержащихся в нем ксенолитов лампрофироподобных пород, обогащенных биотитом. По химическому составу биотиты очень близки; для них характерны высокие содержания Mg, O, SiO_2 и пониженные FeO и Al_2O_3. Соотношение Fe_2O_3/FeO в биотитах высокое. Небольшие различия в химическом составе биотитов обусловлены различной основностью пород. Биотит из ржичанского гранита отличается от биотита присутствующих в нем ксенолитов более высокими содержаниями Fe^{2+}, Fe^{3+}, H_2O^+, Dy, La и пониженными – Mg, F, Rb. Для биотитов из ксенолитов характерны наиболее низкие содержания Sm и Dy. Возраст трех образцов биотитов из пород различной основности был определен К-Ar методом. Табл. 3, библ. 12, илл. 4.

УДК 552.3 + 552.4

Геохронологическое сопоставление кристаллического основания Западных и Восточных Карпат по данным уран-торий-свинцового метода. Семененко Н.П., Цамбел Б., Щербак Н.П., Грецула П., Бартницкий Е.Н., Каменицкий Л., Елисеева Г.Д., Левковская Н.Ю. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Рассмотрены результаты определений абсолютного возраста, выполненных свинцово-изотопным методом по акцессорным минералам кристаллических пород Западных (12 определений) и Восточных (8 определений) Карпат. На основе этих данных делается заключение, что в Восточных Карпатах наиболее ранний вулканизм проявился 600–640 млн. лет тому назад. Вулканогенная деятельность в Западных Карпатах протекала позднее (400 ± 20 млн. лет). Время начала формирования гельницкой серии не древнее 600 млн. лет. Табл. 2, библ. 8.

УДК 552.321 + 551.254

Радиогеохронология горных пород и молодых наложенных процессов области Малых Карпат (Словакия). Цамбель Б., Багдасарян Г.П., Агамалян В.А., Веселски И., Чибухчян З.О. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Приведены результаты петрографических и радиогеохронологических исследований К-Ar методом горных пород Малых Карпат. Изучены гранитоидные породы Братиславского и Модранского массивов, для которых получены возрастные значения (275–232 млн. лет). Абсолютное датирование процессов милонитизации дало возрастные значения (108 – 85 млн. лет. Табл. 3, библ. 14.

УДК 552.321 + 552.4

Материалы к корреляции кристаллических пород Западных Карпат и Большого Кавказа. Цамбель Б., Каменицкий Л., Красивс-

к а я И.С. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Анализируются новейшие геологические и радиометрические данные, касающиеся восстановления главных этапов древней истории складчатых сооружений Западных Карпат и Большого Кавказа и проблем их корреляции. Для обоих регионов, входивших в состав единого Средиземноморского геосинклинального пояса, показана общность особенностей проявления и хронологических этапов мощного позднепалеозойского гранитообразования и значение его в омоложении радиологического возраста метаморфических пород различных структурных зон Западных Карпат и Кавказа. Приведены данные, показывающие, что древнейшее основание Большого Кавказа сложено байкалидами; эволюция палеозойской геосинклинали и особенно герцинский орогенез привели к значительной переработке байкальского основания. Библ. 54.

УДК 56.012.1 : 577.475 (112)

Находки вендских микрофоссилий во флишевой зоне Украинских Карпат (Закарпатская область). Т и м о ф е е в Б.В. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

В Восточных и Западных частях Украинских Карпат (Раховский и Великоберезинский районы) во флишевой зоне развития меозкайнозойских пород обнаружены вендские микрофоссилии. Эти находки указывают на присутствие здесь верхневендских отложений, имеющих литологическое сходство с подольскими. Библ. 6.

УДК 552.124

Сепарация и характеристика акцессорного циркона из кристаллических пород Западных Карпат. Ж а б к а М., Л е в к о в с к а я Н.Ю., Т е р е ц Г.Я. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Охарактеризованы схемы выделения акцессорных цирконов из среднезернистых и мелкозернистых кристаллических пород Западных Карпат. По данным 26 проб дана характеристика различных морфологических типов цирконов (габитус, окраска, включения и др.), на основании которой сделали вывод, что в кристаллических породах Западных Карпат присутствует как аутигенный, так и кластогенный циркон. Табл. 1, библ. 2, илл. 10.

УДК 552.321.1

Сравнительная геолого-петрографическая характеристика оловоносных гранитов Словакии и некоторых регионов СССР. Ц а м б е л Б., К а м е н и ц к и й Л., М а т у л а И., Р у б М.Г., П а в л о в В.А., А ш и х м и н а Н.А. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Анализ геологического положения верхнемеловых оловоносных гранитов Спишско-Гемерского Рудогорья показал, что по геологоструктурной обстановке формирования они наиболее близки верхнепалеозойским оловоносным гранитам Южного Тянь-Шаня. Они характеризуются повышенным содержанием кремнезема, калия, фтора, бора, олова и являются производными палингенных гранитоидных расплавов. На примере массива Гнилец показано, что становление интрузивов расмотренных оловоносных гранитов протекало на фоне проявления процессов эманационной дифференциации расплава, приводящей к накоплению в апикальных частях летучих и рудных компонентов. Табл. 8, библ. 14, илл. 4.

УДК 552.321.1 + 550.422

Геохимические черты оловоносных гемеридных гранитов Словакии. Таусон Л.В., Цамбел Б., Козлов В.Д., Каменицкий Л. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Приведенные результаты геохимического изучения Бетлиарского, Гнилецкого и Попрачского массивов гемеридных гранитов показали, что гемеридные граниты отличаются от геохимического типа плюмазитовых редкометальных гранитов. Изучение характера поведения щелочей, ряда редких и летучих элементов в вертикальном разрезе Гнилецкого массива показало, что при его формировании в верхних частях магматической камеры на позднемагматической стадии интенсивно проявился процесс эманационной дифференциации. Это в значительной мере явилось следствием повышенных концентраций в исходных расплавах гемеридных интрузий летучих, особенно бора, и гипабиссальных условий их становления. Табл. 2, библ. 10, илл. 2.

УДК 552.32

Геохронология вулканических и интрузивных пород неогена Средней Словакии (в свете радиологических и геологических данных). Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Конечны В., Лейкса И. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

На основании более 90 серий радиологических определений освещены возраст, последовательность формирования вулканических и интрузивных комплексов неогена Средней Словакии, их стратиграфическое положение, временная связь в разломами и очагами вулканизма. Намечены основные черты эволюции магматизма и оруденения. Табл. 1, библ. 14.

УДК 552.33

Магматизм Северо-Чешской рифтовой зоны. Аракелянц М.М., Богатиков О.А., Борсук А.М., Копецкий Л. Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М. "Наука", 1977.

Вулканические породы Северо-Чешской рифтовой области представлены щелочными базальтами и трахитами, образующими единую базальт-трахитовую магматическую формацию, характерную для рифтовых зон и поздних этапов развития подвижных областей. Радиологическое датирование показало, что формирование вулканических и гипабиссальных пород первой фазы магматизма зоны заключено в интервале 23–35 млн. лет. Изучение химизма пород позволяет проследить характер эволюции магматического очага за 12 млн. лет. Табл. 2, библ. 5, илл. 1.

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
Чехословакии и некоторых районов СССР

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии и Петрографическим комитетом

Редактор издательства *Л.М. Бекасова*
Художественный редактор *Л.М. Муратова*
Технический редактор *Н.Н. Копнина*

Подписано к печати 3/X – 77 г. Т – 17710
Усл. печ. л. 18,3 + 0,5 вкладка. Уч.-изд. л. 22,0
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 500 экз. Тип. зак. 594.
Цена 2 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В–485,
Профсоюзная ул., 94[а]
1-я типография издательства "Наука", 199034,
Ленинград, В–34, 9-я линия, 12

Химический состав биотитовых гранитов Насаврского плутона и хвалетицкого массива

Радиан Гуляева

Окислы	№ I5	№ I6	№ I7	№ I8	№ 46
SiO_2	72,78	7I,69	7I,65	73,39	74,0I
TiO_2	0,I2	0,I0	0,27	0,0I	0,20
Al_2O_3	I3,08	I2,90	I6,I8	I3,43	I2,75
Fe_2O_3	0,9I	3,42	I,27	I,86	2,I4
FeO	I,4I	I,0I	I,00	I,54	0,73
MnO	0,06	0,05	0,03	0,02	0,06
MgO	0,20	I,08	0,4I	0,II	0,48
CaO	2,07	I,58	I,6I	0,5I	I,35
Na_2O	3,49	4,39	2,59	4,54	3,46
K_2O	4,57	3,66	3,36	4,50	4,49
H_2O^-	0,4I	0,5I	0,89	0,33	0,I2
H_2O^+	0,74	0,06	0,09	0,I2	0,50
P_2O_5	0,04	0,09	0,06	0,02	0,05
S	следы	-	-	-	-
CO_2	0,I0	-	-	-	-
	99,83	I00,54	99,4I	I00,38	I00,34

a	I4,06	I4,40	I0,23	I6,0	I4
b	3,47	6,67	9,44	3,3	3
c	I,54	I,40	I,9	0,6	I
s	80,93	77,53	78,43	80,I	82
f'	62	62	2I	93	84,2
m'	I0,0	26	7	3	II,3
n	53,0	64	53	60	53
c'	2,8	I2	-	-	4,5
q	32,20	24,86	34,50	27,6	35
a'	-	-	72,0	4	-

№ I5 - Жумберкский гранит. Квитек (по И.Свобода,I963,стр.I00)

№ I6 -"- -"- Жумберк (там же)

№ I7 -"- -"- -"- (там же)

№ I8 - Петрковский гранит.Петрковице (там же,стр.I0I)

№ 46 - Хвалетицкий гранит (по Гейтману,I957).

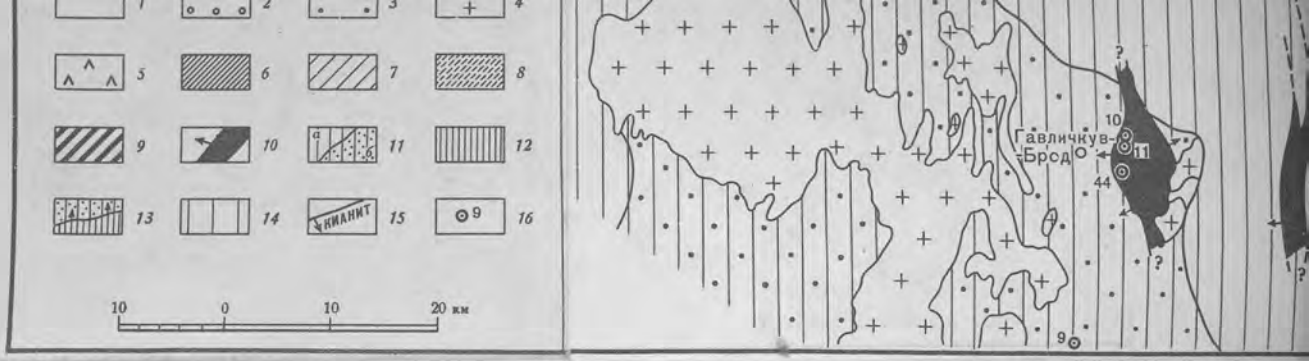
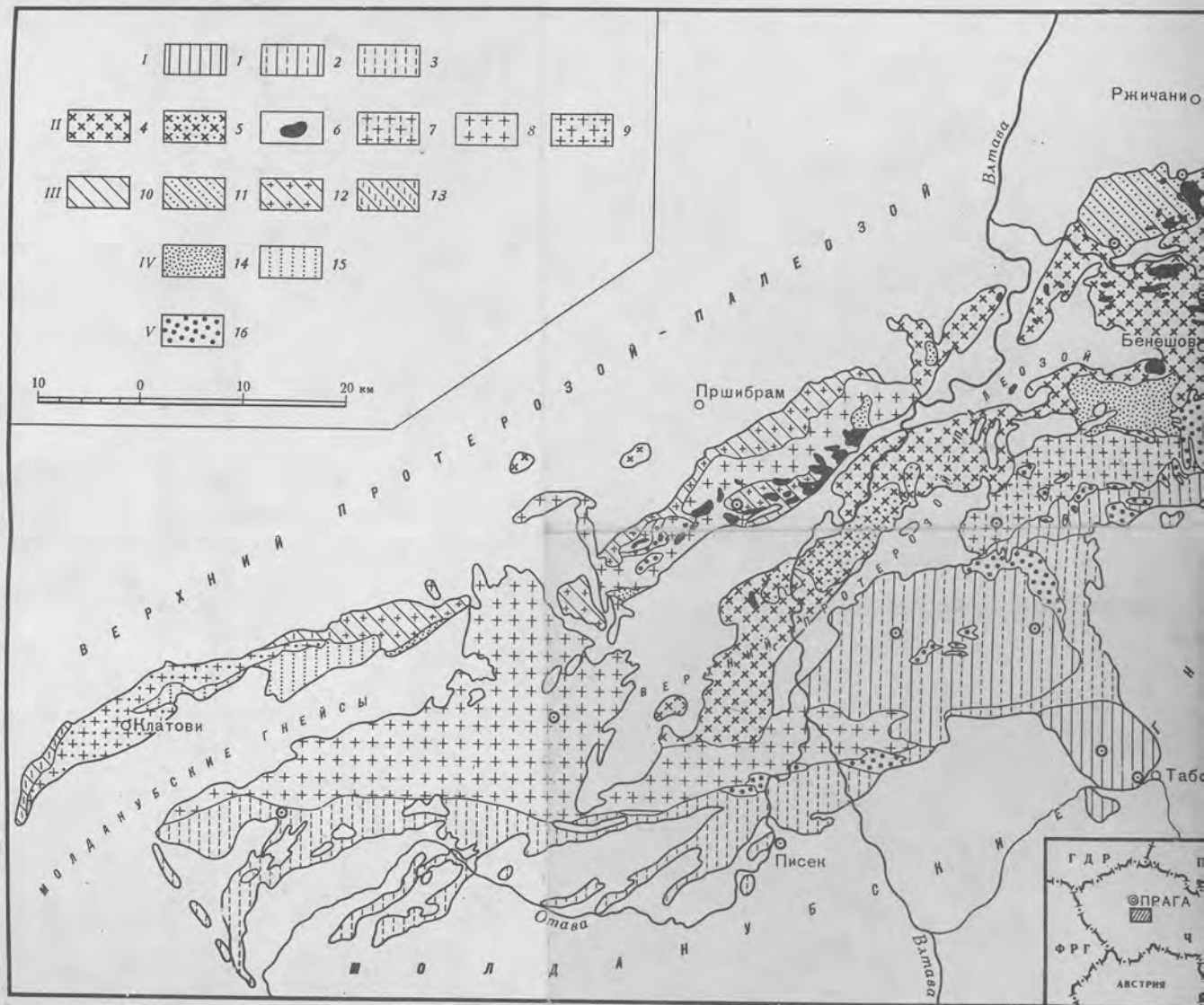
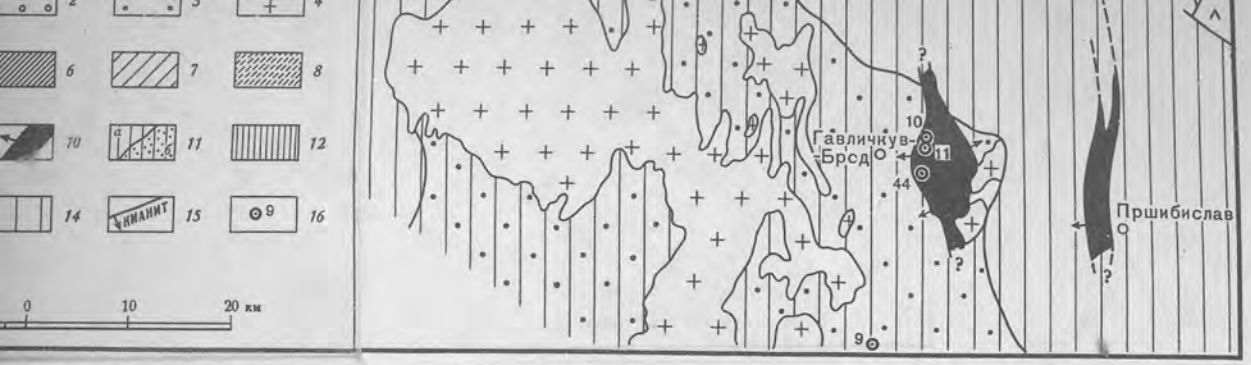


Рис. 1. Схема взятия образцов для определения возраста в районе контакта железногорского, северомолданубского (кутногорского) и южномолданубского комплексов на основе модифицированной геологической схемы, составленной Й. Лосертом
1 – меловые отложения; *2* – пермские отложения; *3* – кордиеритовые парагнейсы и мигматиты в обрамлении Центрально-Молданубского плутона; *4* – интрузивные породы кислого и среднего состава; *5* – интрузивные породы основного и ультраосновного состава; *6* – кембрийские, ордовикские и силурийские образования; *7* – эокембрий; *8* – железногорский комплекс (''спилитовая группа''); *9* – подгоржанский таллический комплекс; *10* – малинская серия; *11* – к ский (северомолданубский) кристаллический комплек детально не расчлененный, *б* – с гранито-гнейсами и ми ми, преобладающими над метаморфизованными оса породами; *12* – штернберкско-чаславская пестрая сери ногорском кристаллическом комплексе; *13* – про штернберкско-чаславской пестрой серии в субстрате гнейсов; *14* – южномолданубский комплекс; *15* – метаморфизма; *16* – места взятия образцов и их номера

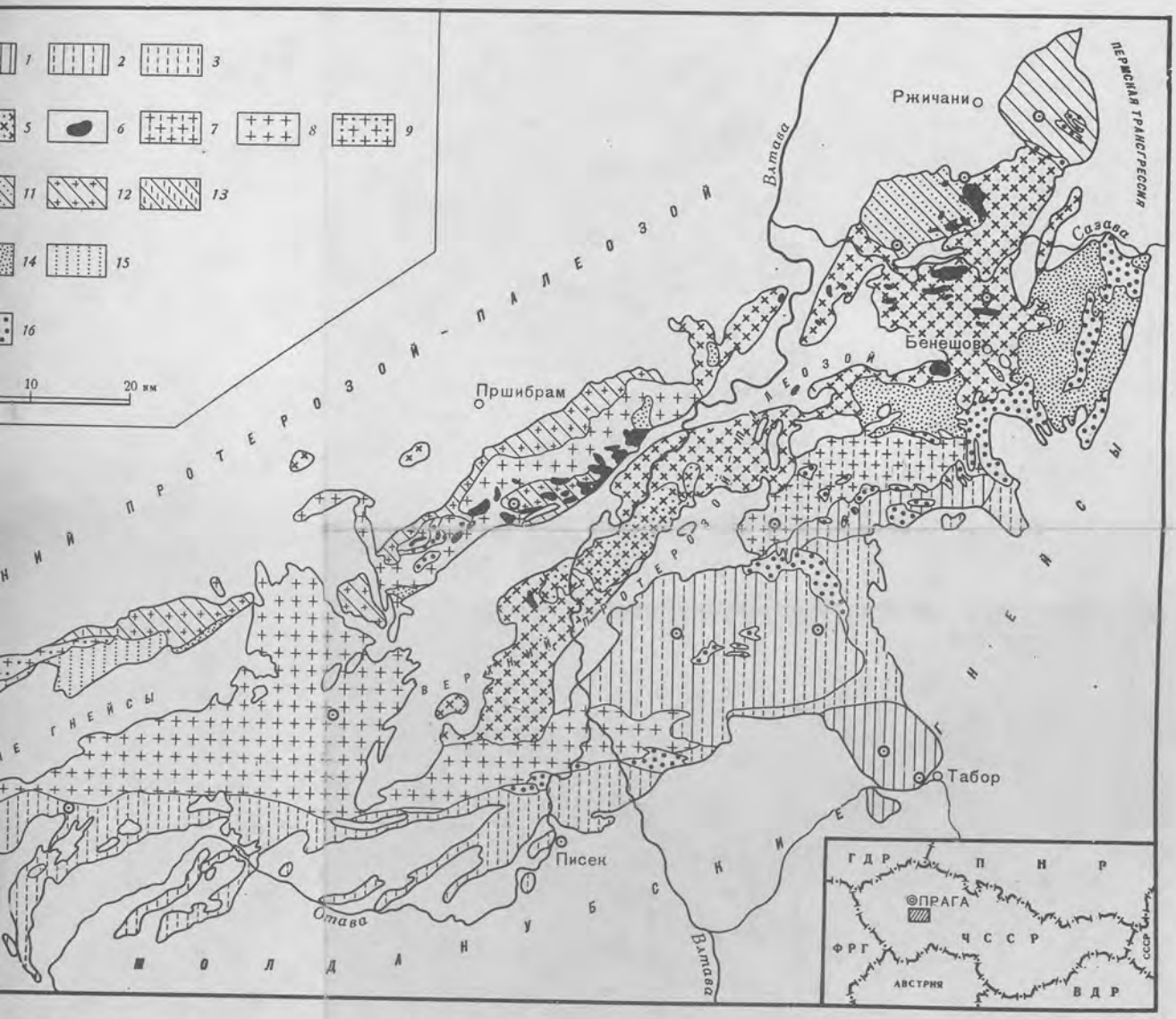


Геолого-петрографическая схема Среднечешского плутона (по М. Паливцовой)

I – дурбахитовая (монцонит-сиенитовая) группа пород: *1* – таборский сиенит, *2* – дурбахит Чертовобременского типа, *3* гранодиорит червенского типа, *4* – гранодиорит седльчанского типа; *II* – габбро – тоналит – гранодиоритовая группа пород: *5* – габбро, *6* – тоналит сазавского типа, *7* – гранодиорит технического типа, *8* – гранодиорит *9* – гранодиорит клатовского типа; *III* – гранодиорит па: *10* – гранит ржичанского типа, *11* – гранодиорит *12* – гранодиорит краевого типа, *13* – гранодиорит *IV* – группа контаминированных мелкозернистых г бенешовский и маршовицкий типы, *15* – козловицки аплитовые граниты



взятия образцов для определения возраста в
а железногорского, североволданубского (кут-
южномолданубского комплексов на основе моди-
геологической схемы, составленной Й. Лосертом
тложения; *2* – пермские отложения; *3* – кордие-
ейсы и мигматиты в обрамлении Центрально-
плутона; *4* – интрузивные породы кислого и
а; *5* – интрузивные породы основного и ульт-
става; *6* – кембрийские, ордовикские и силу-
вания; *7* – эокембрий; *8* – железногорский комплекс (''спилитовая группа''); *9* – подгоржанский кристаллический комплекс; *10* – малинская серия; *11* – кутногорский (североволданубский) кристаллический комплекс: *а* – детально не расчлененный, *б* – с гранито-гнейсами и мигматитами, преобладающими над метаморфизованными осадочными породами; *12* – штернберкско-чаславская пестрая серия в кутногорском кристаллическом комплексе; *13* – продолжение штернберкско-чаславской пестрой серии в субстрате гранито-гнейсов; *14* – южномолданубский комплекс; *15* – изограды метаморфизма; *16* – места взятия образцов и их номера



ская схема Среднечешского плутона (по М. Па-

онцонит-сиенитовая) группа пород: *1* – таборский
Чертовобременского типа, *3* гранодиорит червен-
диорит седльчанского типа; *II* – габбро – тоналит –
па пород: *5* – габбро, *6* – тоналит сазавского типа, *7* – гранодиорит технического типа, *8* – гранодиорит блатенского типа, *9* – гранодиорит клатовского типа; *III* – гранодиорит – гранитная группа: *10* – гранит ржичанского типа, *11* – гранодиорит пожарского типа, *12* – гранодиорит краевого типа, *13* – гранодиорит нырского типа; *IV* – группа контаминированных мелкозернистых гранитоидов: *14* – бенешовский и маршовицкий типы, *15* – козловицкий тип; *V* – *16* – аплитовые граниты

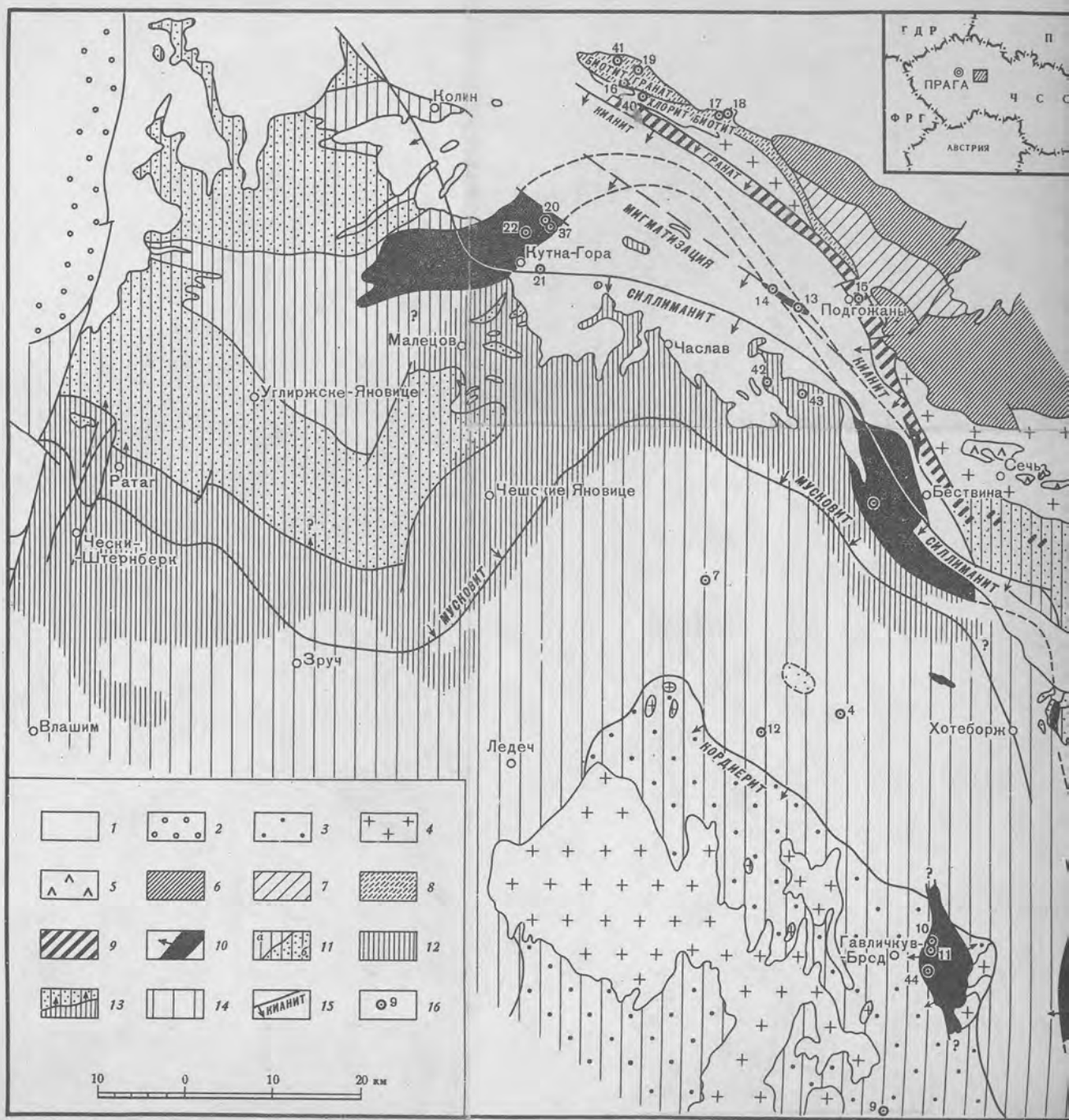
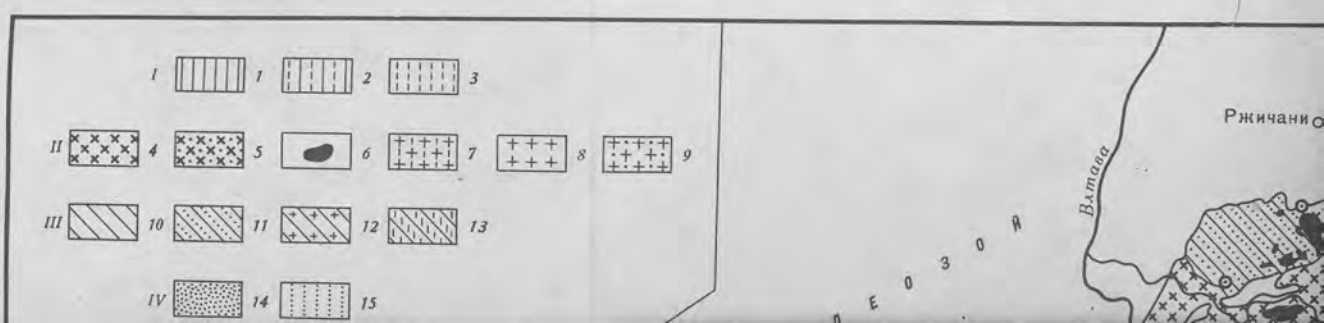
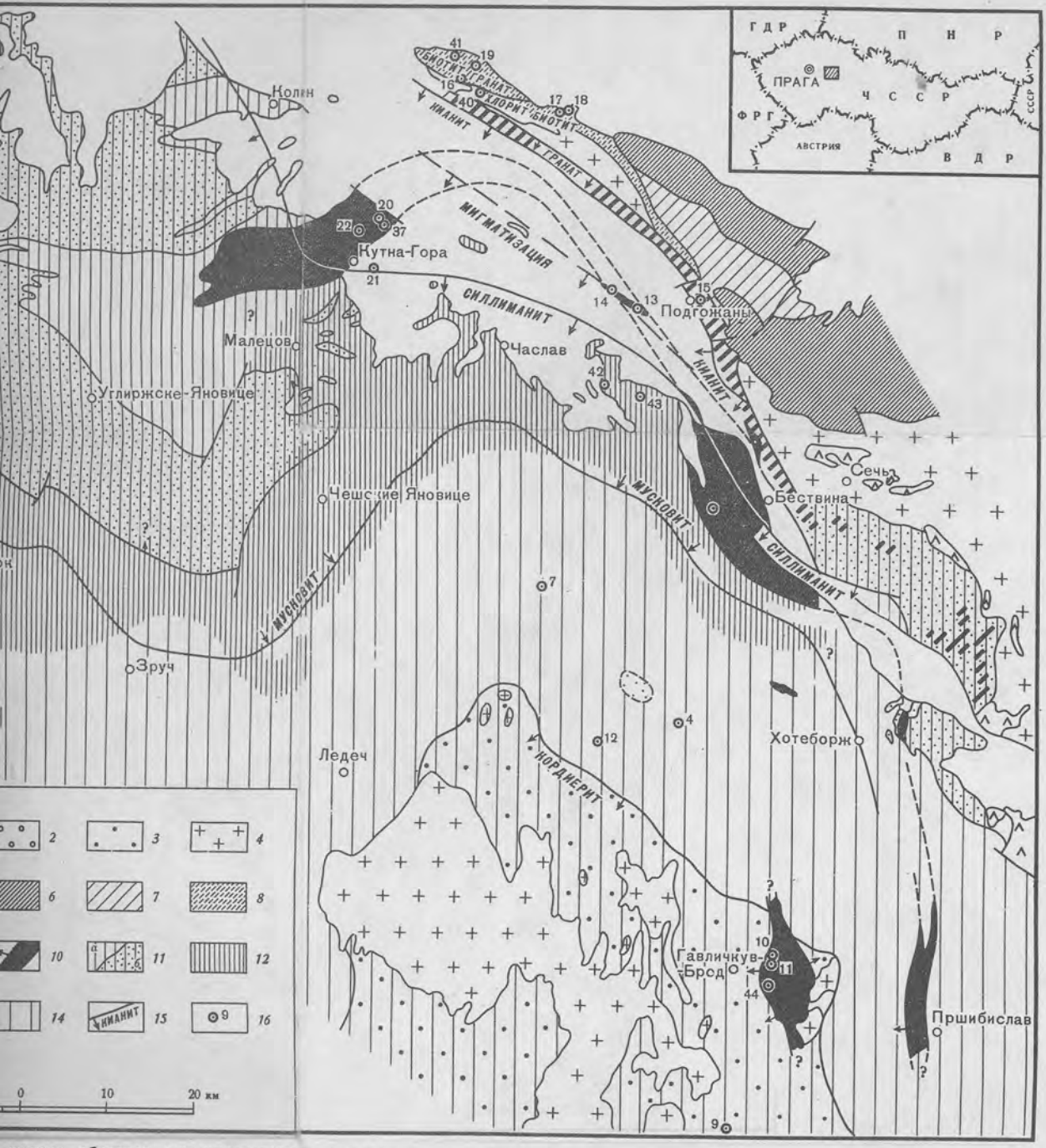
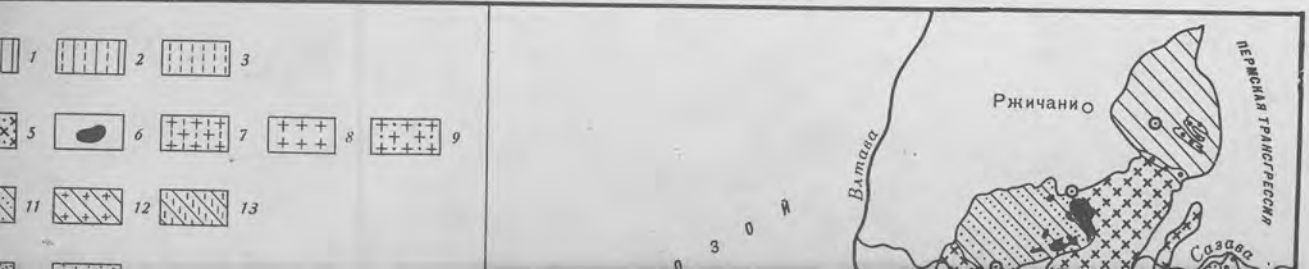


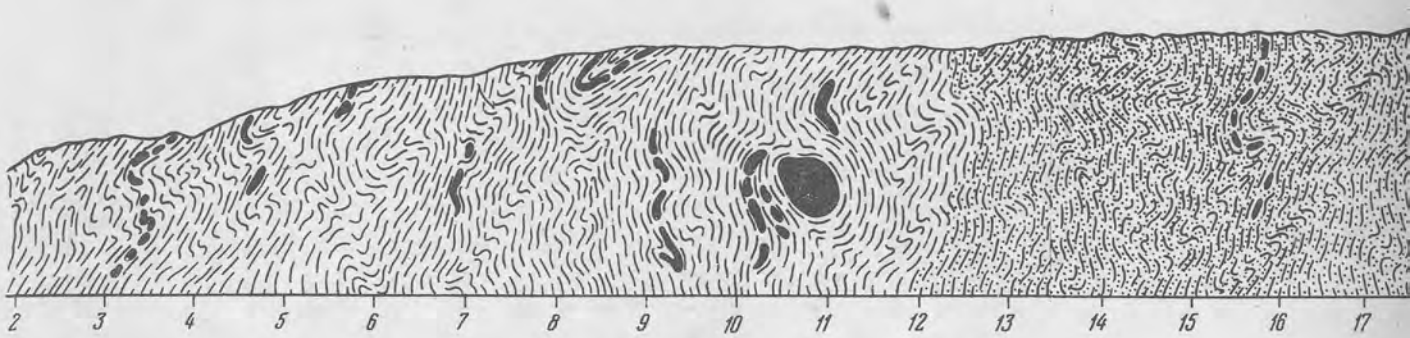
Рис. 1. Схема взятия образцов для определения возраста в районе контакта железногорского, северомолданубского (кутногорского) и южномолданубского комплексов на основе модифицированной геологической схемы, составленной Й. Лосертом *1* – меловые отложения; *2* – пермские отложения; *3* – кордиеритовые парагнейсы и мигматиты в обрамлении Центрально-Молданубского плутона; *4* – интрузивные породы кислого и среднего состава; *5* – интрузивные породы основного и ультраосновного состава; *6* – кембрийские, ордовикские и силурийские образования; *7* – эокембрий; *8* – железногорский комплекс (''спилитовая группа''); *9* – подгоржанск таллический комплекс; *10* – малинская серия; *11* – ский (северомолданубский) кристаллический компле детально не расчлененный, *б* – с гранито-гнейсами и м ми, преобладающими над метаморфизованными ос породами; *12* – штернберкско-чаславская пестрая сер ногорском кристаллическом комплексе; *13* – пр штернберкско-чаславской пестрой серии в субстрате гнейсов; *14* – южномолданубский комплекс; *15* – метаморфизма; *16* – места взятия образцов и их номера

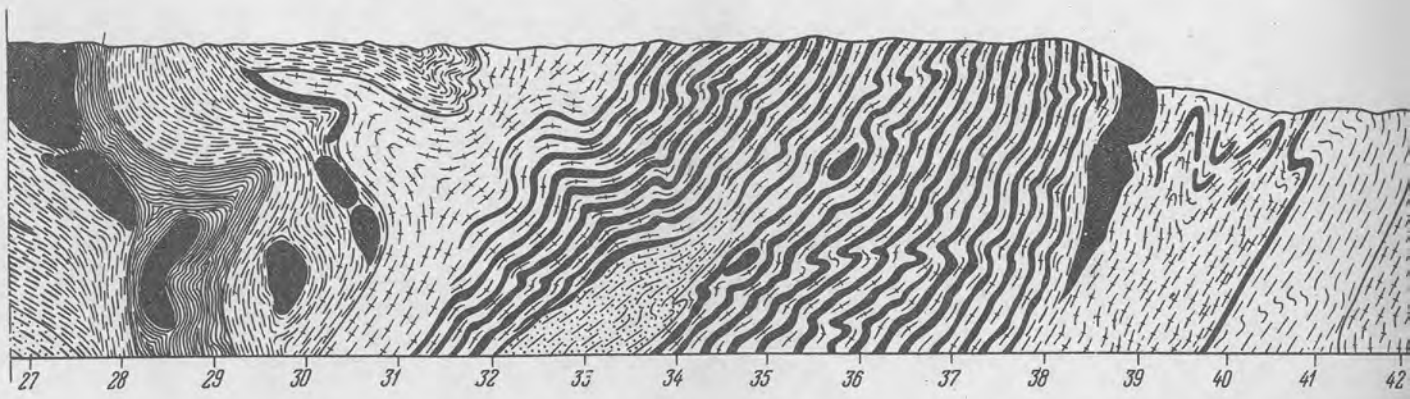


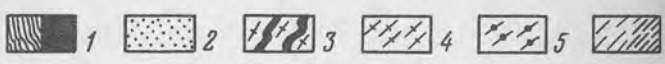


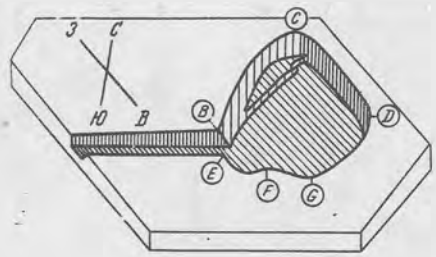
взятия образцов для определения возраста в
а железногорского, северомолданубского (кут-
ожномолданубского комплексов на основе моди-
геологической схемы, составленной Й. Лосертом
тложения; *2* – пермские отложения; *3* – кордие-
ейсы и мигматиты в обрамлении Центрально-
плутона; *4* – интрузивные породы кислого и
а; *5* – интрузивные породы основного и ульт-
става; *6* – кембрийские, ордовикские и силу-
вания; *7* – эокембрий; *8* – железногорский комплекс (''спилитовая группа''); *9* – подгоржанский кристаллический комплекс; *10* – малинская серия; *11* – кутногорский (северомолданубский) кристаллический комплекс: *а* – детально не расчлененный, *б* – с гранито-гнейсами и мигматитами, преобладающими над метаморфизованными осадочными породами; *12* – штернберкско-чаславская пестрая серия в кутногорском кристаллическом комплексе; *13* – продолжение штернберкско-чаславской пестрой серии в субстрате гранито-гнейсов; *14* – южномолданубский комплекс; *15* – изограды метаморфизма; *16* – места взятия образцов и их номера




2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17

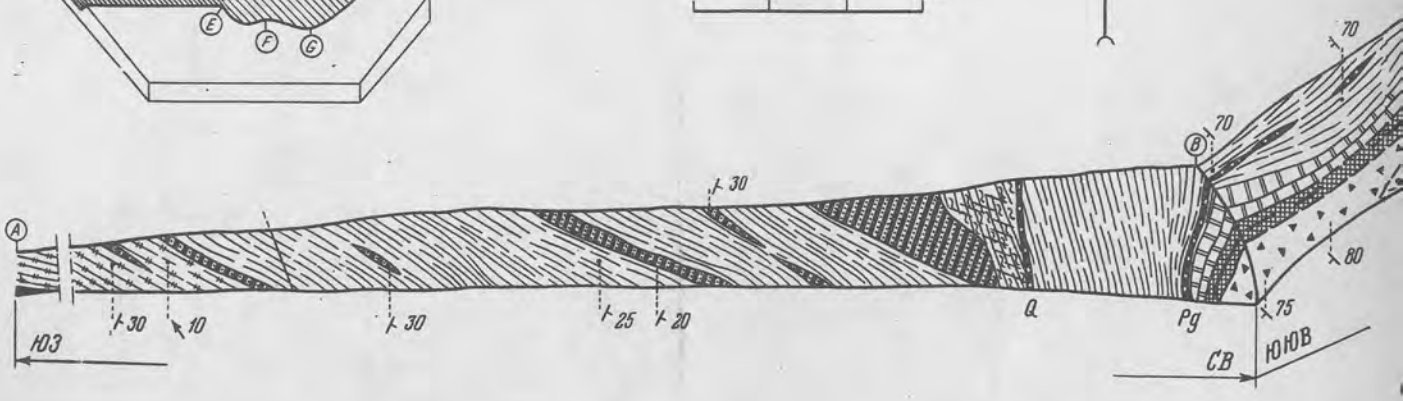

27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

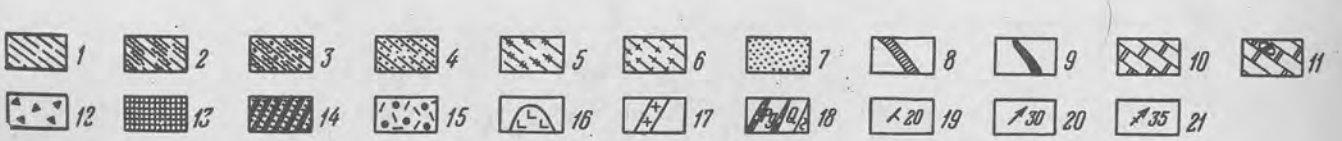

1 2 3 4 5


З
С
Ю
В
A
B
C
D
E
F
G


0
15 м


С


A
B
30
70
70
80
75
30
10
30
25
20
Q
Pg
ЮЗ
СВ
ЮЮВ


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11
12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

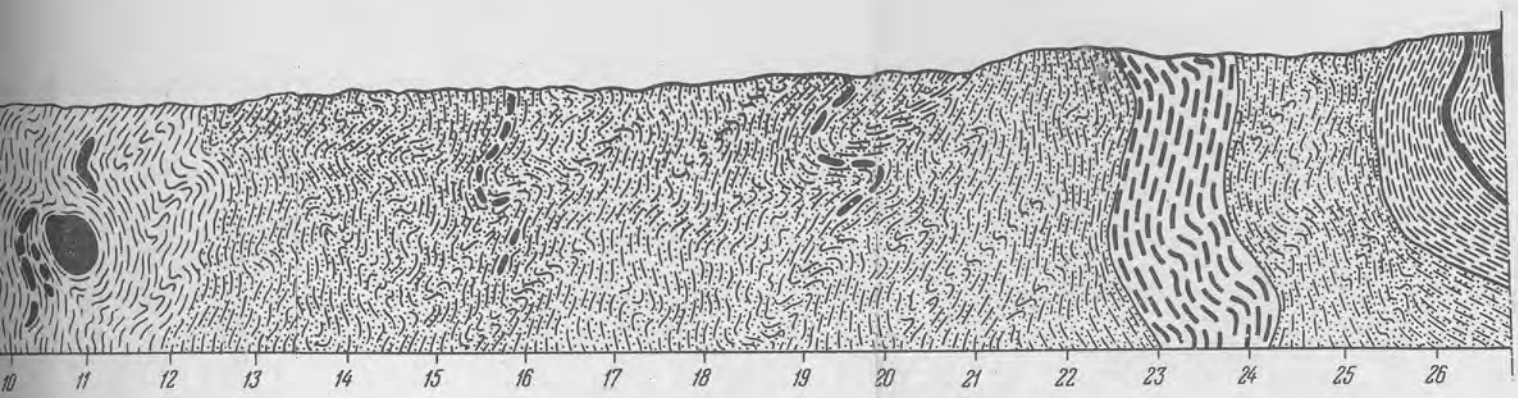
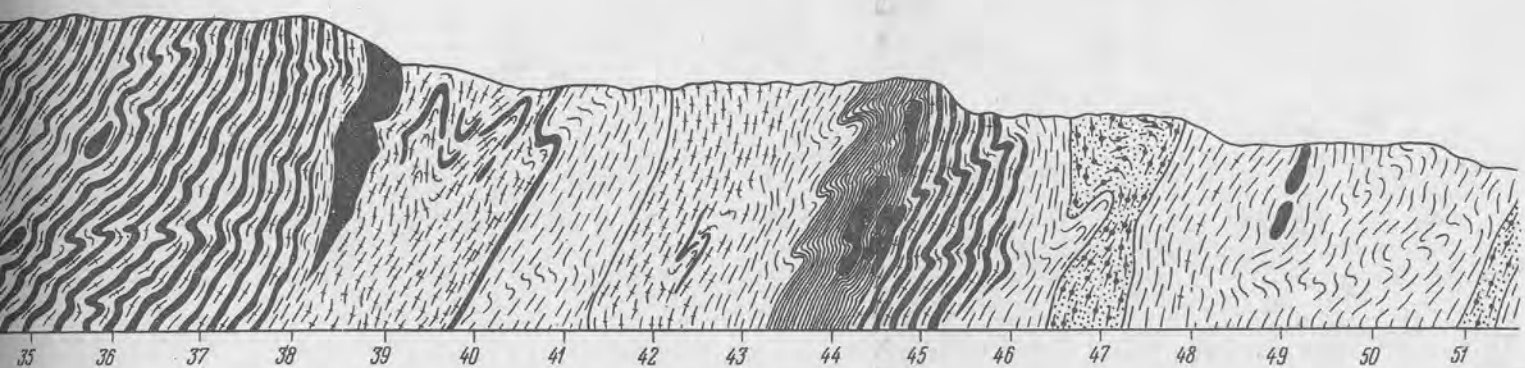
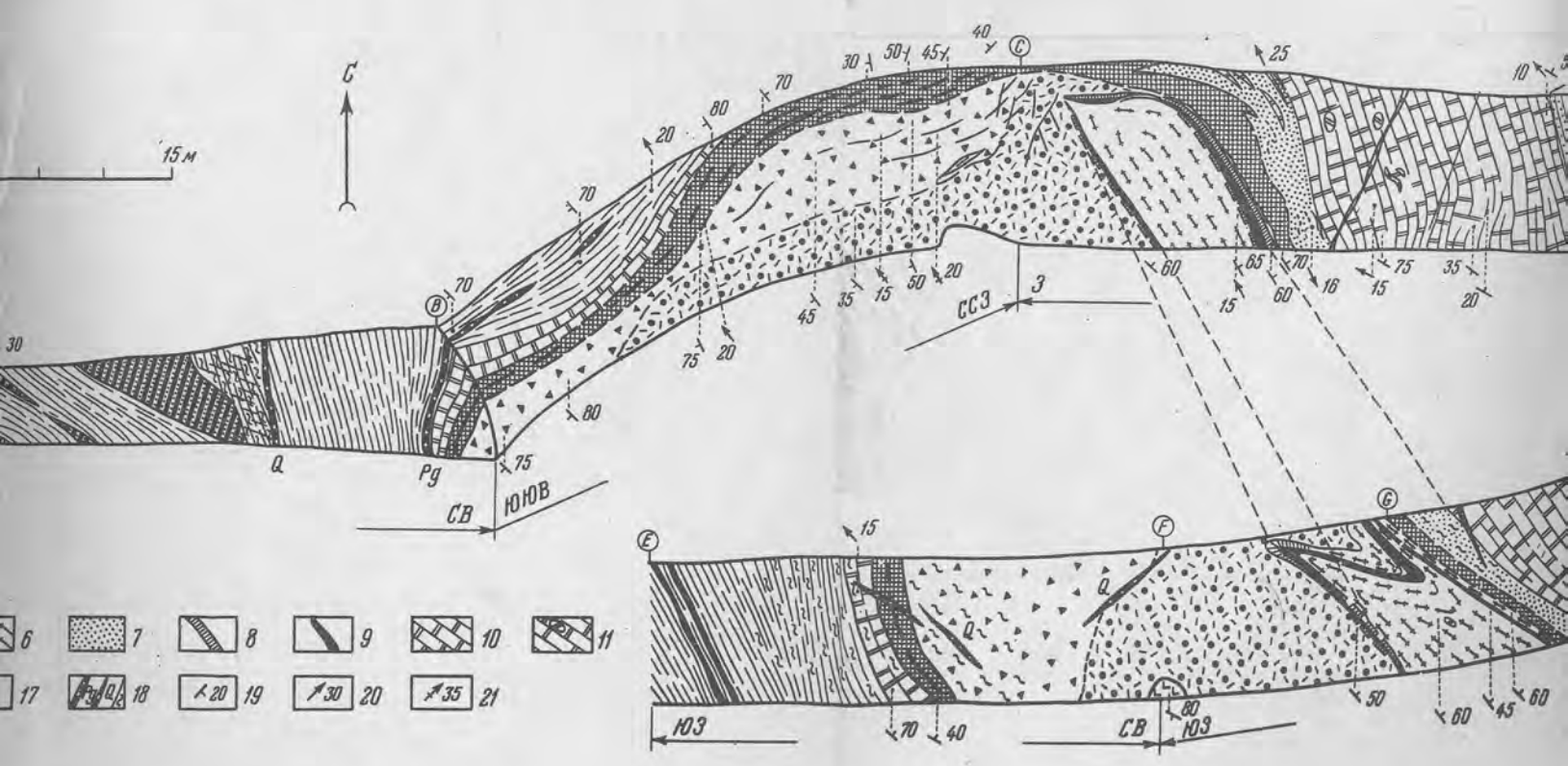


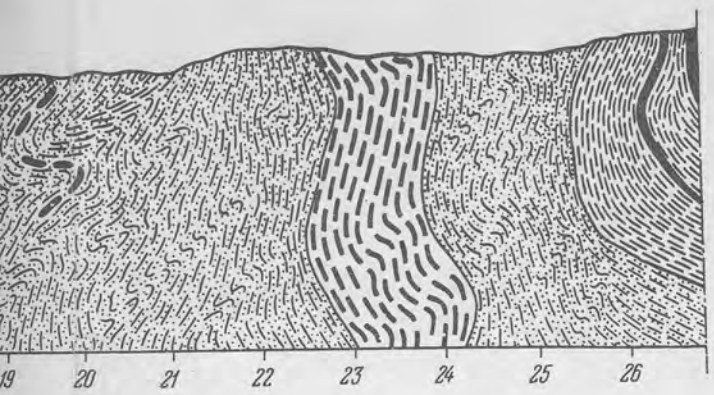
Рис.
Мурма
К.А. Ш
1 – г
гранат
литы;
3 – ле
биотит
(лепти
амфиб
биотит
гнейсы
кратон
со ска
Цифр
равно



Р и с.
карье
1 – б
титов
мигма
товые
ды; 8
10 –
пирок
ды;
рогов
пегма
крист
21 –



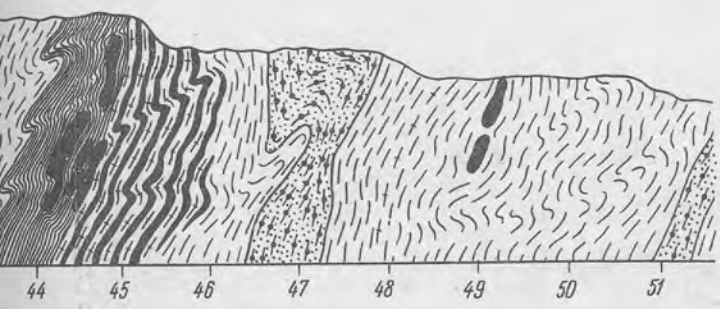




Р и с. 1. Разрез западной стенки дорожной выемки на шоссе Кандалакша-Мурманск близ Широкой Салмы (оз. Имандра). Рис. М.Д. Крыловой и К.А. Шуркина

1 – гранат-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы и массивные гранат-плагиоклазовые, диопсид-плагиоклазовые и биотитовые амфиболиты; *2* – проявление послойной или порфиробластической мигматизации; *3* – лептинитсодержащая пачка: тонкое чередование лейкократовых, гранат-биотит-амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов или плагиогнейсов (лептинитов) с амфиболитами; *4* – лейкократовые биотитовые или биотит-амфиболовые гнейсы с гранатом или без него (лептиниты); *5* – гранат-биотитовые гнейсы; *6* – тонкополосчатые биотит-амфиболовые плагиогнейсы с гранатом или без него, иногда меланократовые (степень меланократовости отражает густота штриховки); *7* – биотитовые гнейсы, иногда со скаполитом, эпидотом

Цифры под разрезом – привязочные пикеты, расстояние между которыми равно 3 м



Р и с. 23. Геологическое положение лептинитов молданубского комплекса в карьере "Пекло" близ с. Габры, район г. Гавличкув Брод. По И. Лосерту

1 – биотитовые и биотит-силлиманитовые парагнейсы и мигматиты; *2* – биотитовые и силлиманит-биотитовые мигматиты; *3* – нодулярные биотитовые мигматиты; *4* – гранат-биотитовые парагнейсы; *5* – богатые кварцем биотитовые гнейсы; *6* – биотитовые кварциты; *7* – известково-силикатные породы; *8* – кианит-гранат-биотитовые парагнейсы; *9* – нодулярные лептиниты; *10* – амфиболиты; *11* – блок амфиболитов; *12* – гранатовые амфиболиты; пироксеновые амфиболиты; *13* – полосчатые известково-силикатные породы; *14* – нодулярные гранат-биотитовые ортогнейсы; *15* – пироксениты и роговообманковые пироксениты; *16* – серпентиниты; *17* – гранит; *18* – пегматитовые и кварцевые жилы, милониты; *19* – простирание и падение кристаллизационной сланцеватости; *20* – направление падения осей складок; *21* – направление падения минеральной линейности B_1

